

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Sciences de la Terre, Univers et Environnement**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Leïla TARRIEU

Thèse dirigée par **Dominique GASQUET**
codirigée par **Magali ROSSI** et **Alain CHEILLETZ**

préparée au sein du **Laboratoire EDYTEM**
dans l'**École Doctorale SISEO**

Nouvelles données minéralogiques, géochimiques et géochronologiques sur le gisement polymétallique de Tighza (Maroc Central).

Contribution à la métallogénie des gisements de métaux de base filoniens en contexte post-collisionnel

Thèse soutenue publiquement le **12 septembre 2014**,
devant le jury composé de :

Mohammed, BOUABDELLAH

Professeur, Université d'Oujda (Rapporteur)

Etienne DELOULE

Directeur de Recherche, Université de Lorraine (Rapporteur)

Phillipe BOULVAIS

Directeur de Recherche, Université Rennes 1 (Examineur)

Maurice, PAGEL

Professeur, Université Paris Sud XI (Examineur)

Tristan MANTOY

Ingénieur géologue CMT (Invité)

Dominique GASQUET

Professeur, Université de Savoie (Directeur de thèse)

Magali ROSSI

Maître de conférence, Université de Savoie (Co-directeur de thèse)

Alain CHEILLETZ

Professeur, Université de Lorraine (Co-directeur de thèse)



Résumé

Au Maroc, de nombreux filons à Pb-Zn-Ag sont encaissés dans des séries paléozoïques recoupées par des granitoïdes tardi-varisques. L'association spatiale de ces filons avec ces intrusions magmatiques a souvent été interprétée comme la preuve d'un lien génétique entre la mise en place des granitoïdes et l'hydrothermalisme minéralisateur. Toutefois, des observations récentes permettraient d'envisager que ces minéralisations puissent être post-hercyniennes, remettant en cause les modèles génétiques, et donc les stratégies d'exploration de ces métaux.

Le district polymétallique de Tighza-Jbel Aouam (Maroc central) où des minéralisations à Pb-Zn-Ag sont concentrées autour de petits stocks granitiques est un site privilégié pour étudier les relations spatio-temporelles entre les granitoïdes et les minéralisations associées. Les objectifs de la thèse ont donc été : (i) d'approfondir la minéralogie des minéralisations, (ii) d'utiliser les méthodes géochronologiques les plus pertinentes pour dater les minéralisations, (iii) d'étudier les transferts magmas-fluides-métaux depuis les zones profondes (manteau, croûte inf.) vers les zones les plus superficielles de la lithosphère, à l'aide de traceurs géochimiques.

Les stocks et dykes granitiques de Tighza ont été analysés et datés par U/Pb sur zircons. Ces roches appartiennent à une lignée calco-alkaline potassique et les datations mettent en évidence trois événements magmatiques et hydrothermaux associés: (i) entre 320 et 300 Ma, mise en place de quelques dykes et des stocks granitiques ; (ii) entre 300 et 280 Ma, mise en place d'un pluton, actuellement non affleurant, accompagné par un hydrothermalisme potassique responsable du développement de minéralisations à W-Au ; (iii) entre 280 et 240 Ma, mise en place d'un réseau important de dykes NE-SW, accompagné par un hydrothermalisme minéralisateur en Pb-Zn-Ag caractérisé par une altération à chlorite-muscovite-calcite des métasédiments encaissants.

L'étude détaillée des paragenèses des filons à Pb-Zn-Ag a permis d'établir le caractère pulsatoire de la précipitation des minéralisations. Quatre paragenèses successives ont été identifiées : (P1) stérile à sidérite \pm quartz ; (P2) à calcite \pm ankérite + sphalérite + galène \pm sidérite \pm quartz \pm calcédoine ; (P3) à sidérite + sphalérite + galène \pm quartz ; (P4) stérile à quartz + calcite + pyrite. Ces assemblages minéralogiques synchrones s'accompagnent de minéraux accessoires à éléments des terres rares (monazite, xénotime, synchisite), responsables des hautes teneurs en REE des carbonates de gangue (≈ 700 ppm). Des monazites d'un filon à Pb-Zn-Ag ont pu être datées par Th/Pb à 255 ± 15 . L'étude des sources des métaux (isotopes Pb) indique que le plomb des minéralisations Pb-Zn-Ag provient du lessivage de la croûte supérieure. L'étude des sources des fluides minéralisateurs en Pb-Zn-Ag indique une origine crustale (isotopes He, Ar), avec un fort effet tampon par les schistes encaissants les minéralisations (isotopes C, O). Les fluides minéralisateurs en W-Au, sont eux issus d'un mélange entre une source météorique et une source mantellique (isotopes He, Ar), et ont donc une origine distincte du système à Pb-Zn-Ag.

Le gisement polymétallique de Tighza-Jbel Aouam est donc caractérisé par le télescopage de plusieurs épisodes magmatiques et hydrothermaux guidés par un accident d'échelle lithosphérique et conduisant à la formation : (i) de minéralisations W-Au mésothermales pouvant être assimilées à un type porphyre, suivies pas (ii) des minéralisations à Pb-Zn-Ag épithermales. Ces épisodes magmatiques et métallogéniques s'étalent sur une durée de près de 80 Ma à la fin de l'orogénèse varisque, et caractérisent parfaitement le contexte post-collisionnel de cet orogène, notamment les effets associés au rééquilibrage thermique de la croûte pendant la période permo-triasique et le prérift Atlantique.

Abstract

In Morocco, many Pb-Zn-Ag vein-type deposits are hosted in paleozoic series crosscutted by variscan granitoids. The spatial association of these veins with the magmatic intrusions has often been interpreted as the evidence of a genetic link between the granitoids emplacement and the mineralizing hydrothermal event. However, recent data allow to consider a late-variscan emplacement of these mineralizations. Genetical models must thus be reviewed, as well as the exploration of these base metals strategy.

The polymetallic district of Tighza-Jbel Aouam (Central Morocco), where Pb-Zn-Ag vein-type deposits are located around small granitic stocks, has been selected to study the spatial and temporal relationships between granitoids and associated mineralizations. The aims of this work have been : (i) to go further into the mineralizations mineralogy, (ii) to use appropriate geochronological methods to date the mineralizations, (iii) to study the magma-fluids-metals transfers from the deeper areas (mantle, deep crust) to the superficial lithosphere, using geochemical tracers.

Granitic stocks and dykes of Tighza have been analyzed and dated using U/Pb method on zircons. These rocks belong to a potassic calco-alcaline series and datings show three magmatic and associated hydrothermal events : 320 to 300 Ma, stocks with few dykes emplacement ; 300 to 280 Ma, pluton emplacement with associated hydrothermal event, which is responsible for a hydrothermal metamorphic halo, mineralizing the W-Au ore ; (iii) 280 to 240 Ma, NE-SW dykes network emplacement, associated with a Pb-Zn-Ag mineralizing hydrothermal event, characterized by a chlorite-muscovite-calcite alteration of the hosting metasediments.

The detailed study of Pb-Zn-Ag veins paragenesis showed the pulsated character of the mineralization precipitations. Four successive parageneses have been identified : (P1) siderite \pm quartz ; (P2) calcite \pm ankerite + sphalerite + galène \pm siderite \pm quartz \pm chalcedony ; (P3) siderite + sphalerite + galène \pm quartz ; (P4) quartz + calcite + pyrite. These synchronous parageneses are associated with REE-minerals (monazite, xenotime, synchisite) responsible for the high amount of REE in the gangue carbonates (\approx 700 ppm). Some monazites from a Pb-Zn-Ag vein have been dated at 255 ± 15 Ma using the Th/Pb method. The metals source study (lead isotopes) show that the Pb of Pb-Zn-Ag mineralizations comes from the upper crust leaching. The fluid sources study of Pb-Zn-Ag veins indicates a crustal origin (He, Ar isotopes) strongly buffered by the hosting shales (C, O isotopes). W-Au mineralizing fluids are stemming from a mixing of meteoric and mantle fluids (He, Ar isotopes). W-Au and Pb-Zn-Ag are thus distinguished mineralizations.

The polymetallic district of Tighza-Jbel Aouam is thus characterized by the superposition of several magmatic and hydrothermal events controlled by lithospheric scale leap, leading to the formation of : (i) mesothermal W-Au deposit which can be considered as porphyritic type mineralizations ; (ii) epithermal Pb-Zn-Ag mineralizations. These magmatic and metallogenic events last over 80 Ma after the end of the variscan orogenesis, and perfectly characterize the post-collisional context of this orogene, in particular the effects of the thermal balance of the crust during the permo-triassic period and the Atlantic pre-rifting.

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier mes directeurs de thèse ; Dominique pour avoir été aussi disponible et à l'écoute au cours de ces années, Magali pour m'avoir appris à être plus rigoureuse et précise, et Alain pour nos discussions qui ont toujours apporté la lumière lorsque je pensais être perdue.

Je remercie les équipes d'EDYTEM pour m'avoir accueilli si chaleureusement. Je pense évidemment aux doctorants, Greg, Justine, Asmaa, Timothée, Charlotte, Lise, Anouk ... et aux autres, pour la bonne humeur, l'entraide et l'amitié qui m'ont porté au cours de ces années. Je remercie aussi les autres membres du Laboratoire pour avoir toujours été là, pour nos discussions et nos rires, et pour la couleur qu'ils apportent tous les jours au Bourget du Lac.

Je souhaite remercier le chaleureux accueil des laboratoires dans lesquels j'ai fait mes analyses, je remercie tout particulièrement, , Etienne pour les veilles sur la sonde ionique et toutes ses attentions, Pete et Laurie pour leur disponibilité et leur engagement dans ce projet, et Philippe pour son accueil au Far West, sa bonne humeur et sa générosité.

Je tiens à remercier particulièrement Maurice pour toute son aide précieuse, ses conseils, pour avoir été un formidable formateur et pour m'avoir mise sur le chemin de cette thèse.

Je remercie la CMT pour sa confiance dans ce projet et tout particulièrement l'équipe des géologues pour avoir été comme une seconde famille, merci à Mina, Tristan, Hassan et les autres, qui m'ont fait découvrir Tighza et m'ont guidé dans ma réflexion par de nombreux échanges.

Je remercie les membres du Jury pour les remarques et l'intérêt qu'ils ont porté à ce travail, et pour être venu de si loin.

Je tiens également à remercier mon compagnon Ludovic, pour son amour, son soutien même dans les moments les plus sombres, et pour sa patience lors de mes nombreux déplacements.

Enfin je remercie ma famille et mes amis Grand Pierre, Jess, St Mac, Panda, Sévrine, pour leur amour et pour avoir fait de moi ce que je suis aujourd'hui.

Sommaire

Chapitre I : Introduction générale	p.13
I.1 Les gisements de plomb dans le monde	p.13
I.2 Les gisements de plomb au Maroc	p.15
I.3 Le district minier de Tighza	p.16
I.3.1 Historique de l'exploitation	p.16
I.3.2 Chronique des recherches scientifiques sur le district de Tighza	p.17
I.4 Problématiques et plan de la thèse	p.21
I.5 Méthodologie et outils utilisés	p.23
I.5.1 Analyses pétrographiques	p.23
I.5.2 Analyses géochimiques	p.24
I.5.3 Analyses isotopiques	p.24
I.5.3.1 Isotopes stables du carbone et de l'oxygène	p.24
I.5.3.2 Isotopes du plomb	p.24
I.5.3.3 Gaz rares He et Ar	p.24
I.5.4 Analyses géochronologiques	p.25
I.5.4.1 Sm/Nd de gangues carbonatées	p.25
I.5.4.2 U-Pb de gangues de calcite	p.25
I.5.4.3 Th-Pb sur monazite de gangue	p.25
I.5.4.4 U-Pb sur zircons de roches magmatiques	p.25
I.6. Communications scientifiques	p.25
Chapitre II : Cadre géologique	p.27
II.1 Introduction	p.27
II.2 Cadre géologique général	p.28
II.2.1 Géologie du Nord du Maroc	p.28
II.2.2 Le magmatisme varisque du Nord marocain	p.33
II.2.3 Métallogénie du Maroc	p.35
II.2.3.1 Métallogénie de l'Anti-Atlas	p.37
II.2.3.2 Métallogénie du domaine des Mesetas	p.43
II.2.4 Géologie du bassin d'avant-pays d'Azrou Khenifra	p.52

II.3 Géologie du district minier de Tighza	p.55
II.3.1 Formations sédimentaires	p.57
II.3.2 Géologie structurale	p.58
II.3.3 Magmatisme et métamorphisme hydrothermal	p.61
II.3.4 Hydrothermalisme et minéralisations polymétalliques	p.64
II.3.4.1 Minéralisation en antimoine	p.64
II.3.4.2 Minéralisation en tungstène-or	p.65
II.3.4.3 Minéralisation en plomb-zinc-argent	p.66
II.4 Conclusion	p.69

Chapitre III : Caractérisation des roches encaissantes des minéralisations

III.1 Introduction	p.71
III.2 Roches sédimentaires et métasédimentaires	p.72
III.2.1 Stratégie d'échantillonnage	p.72
III.2.2 Géochimie des éléments majeurs	p.75
III.2.3 Géochimie des éléments des terres rares et éléments traces	p.78
III.2.4 Synthèse et conclusions de l'étude géochimique des roches sédimentaires et métasédimentaires	p.80
III.3 Roches magmatiques	p.82
III.3.1 Présentation des échantillons	p.82
III.3.1.1 Stock du Granite de la Mine (Tz10/05)	p.84
III.3.1.2 Stock du Granite du Kaolin (Tz10/41)	p.86
III.3.1.3 Stock granitique d'Izougarsa (Tz11/04)	p.87
III.3.1.4 Dykes (Tz10/26, Tz10/27 et Tz10/42)	p.88
III.3.2 Géochimie	p.91
III.3.2.1 Géochimie des éléments majeurs	p.91
III.3.2.1 Géochimie des éléments des terres rares et éléments traces	p.94
III.3.2.3 Synthèse et conclusions de l'étude géochimique des roches magmatiques	p.96
III.3.3 Géochronologie	p.98
III.3.3.1 Méthode et échantillonnage	p.98
III.3.3.2 Résultats	p.101
III.3.3.3 Discussion des résultats	p.105
III.4 Conclusion	p.111

Chapitre IV : Caractérisation et datation des minéralisations Pb-Zn-Ag

p.113

IV.1 Introduction

p.113

IV.2 Caractéristiques structurales des minéralisations Pb-Zn-Ag

p.114

IV.3 Paragenèse des filons Pb-Zn-Ag

p.117

IV.3.1 Paragenèses principales

p.119

IV.3.1.1 Filon Signal

p.119

IV.3.1.2 Filon Sidi Ahmed (Structure Sud)

p.122

IV.3.1.2 Filon Ighrem Aousser (Structure Sud)

p.126

IV.3.2 Géochimie des paragenèses principales

p.129

IV.3.3 Phases minérales accessoires

p.134

IV.3.3.1 Introduction

p.134

IV.3.3.2 Synchisite $Ca(Ce,La,Y)(CO_3)_2F$

p.136

IV.3.3.3 Monazite $(Ce,La,Th)PO_4$

p.140

IV.3.3.4 Xénotime YPO_4

p.142

IV.3.3.5 Conditions de cristallisation de la monazite, du xénotime

p.144

IV.3.3.6 Conditions de cristallisation de la synchisite

p.145

IV.3.3.7 Conclusions sur les minéraux accessoires à REE

p.147

IV.4 Chronologie de la minéralisation Pb-Zn-Ag dans l'histoire du district de Tighza

p.149

IV.4.1 Datation U/Pb des calcites de gangue

p.149

IV.4.2 Datation Sm/Nd des carbonates de gangue

p.151

IV.4.3 Datation Th/Pb des monazites

p.154

IV.5 Synthèse et conclusions

p.156

Chapitre V : Identification des sources des minéralisations

p.159

V.1 Introduction

p.159

V.2 Identification des sources de fluides

p.160

V.2.1 Gaz Rares (He, Ar) dans les sulfures des systèmes W-Au et Pb-Zn-Ag

p.160

V.2.1.1 Echantillonnage et méthodologie

p.160

V.2.1.2 Teneurs en gaz rares (He, Ar) des sulfures des minéralisations W-Au et Pb-Zn-Ag

p.161

V.2.1.3 Interprétations et conclusions de l'étude des gaz rares (He, Ar)

p.164

V.2.2	$\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates de gangue des filons Pb-Zn-Ag	p.164
V.2.2.1	<i>Echantillonnage et méthodologie</i>	p.165
V.2.2.2	<i>Composition isotopique en O et C des carbonates de gangue</i>	p.166
V.2.2.3	<i>Composition isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des fluides à l'équilibre</i>	p.169
V.2.2.4	<i>Interprétations et conclusions de l'étude des isotopes stables ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$)</i>	p.172
V.3	Identification de la source du plomb de la minéralisation Pb-Zn-Ag : isotopes du Pb des sulfures	p.174
V.3.1	Introduction	p.174
V.3.2	Echantillonnage et méthodologie	p.175
V.3.4	Interprétations et conclusions de l'étude des isotopes du plomb	p.179
V.4	Conclusions	p.181
Chapitre VI	: Discussion et modèles	p.183
VI.1	Chronologie des événements magmatiques et hydrothermaux	p.183
VI.1.1	Chronologie relative	p.183
VI.1.2	Calage dans le temps par datations absolues	p.184
VI.1.3	Relation entre les événements magmatiques et hydrothermaux.	p.186
VI.2	Sources des fluides et du plomb	p.188
VI.3	Synthèse : vers un modèle métallogénique du district polymétallique de Tighza	p.189
VI.3.1	Modèle métallogénique du district de Tighza	p.189
VI.3.2	Modèle géodynamique	p.193
Chapitre VII	: Conclusion générale	p.197
VII.1	Rappel des objectifs de la thèse	p.197
VII.2	Résultats	p.197
VII.3	Perspectives	p.199
VII.3.1	Développements à Tighza	p.199
VII.3.2	Perspectives régionales	p.200
Références bibliographiques		p.201
ANNEXE 1	: Liste des échantillons	p.222

ANNEXE 2 : Analyses géochimiques des roches métasédimentaires et magmatiques	p.227
ANNEXE 3 : Analyses géochimiques des filons Pb-Zn-Ag	p.230
ANNEXE 4 : Analyses des isotopes stables (C,O) des filons Pb-Zn-Ag	p.233
ANNEXE 5 : Analyses isotopique Sm, Nd sur les carbonates des filons Pb-Zn-Ag	p.234
ANNEXE 6 : Analyses des gaz rares (He, Ar) des sulfures des filons Pb-Zn-Ag	p.235
ANNEXE 7 : Analyses des isotopes du plomb	p.236
ANNEXE 8 : Analyses U/Pb Zircons	p.237
ANNEXE 9 :Données minéralogiques	p.239

Chapitre I : Introduction générale

I.1 Les gisements de plomb dans le monde

Il existe quatre principaux types de contextes géologiques favorables à la formation de gisements Pb - Zn : plutonique, volcanique, sédimentaire et filonien.

Les gisements liés au plutonisme sont connus pour contenir principalement des métaux précieux (Au, Ag) bien que certains d'entre eux concentrent également des métaux de base comme le Pb ou le Zn (ex : mantos d'Otavi, Namibie ; [Melcher et al, 2006](#) ; mantos d'El Mochito, Honduras ; [William-Jones et al., 2010](#)). Il s'agit de gîtes stratiformes de remplacement distaux qui sont équivalents aux skarns distaux. Ces gisements se trouvent sur les marges continentales du Phanérozoïque, où des dépôts de plateforme carbonatée sont recoupés par des intrusions superficielles tardives et souvent multiphasées. Les métaux sont transportés dans des fluides salins (5% éq. poids NaCl) et déposés entre 350 et 500°C ([Jébrak et Marcoux, 2008](#)). L'altération associée à ces gîtes est zonée verticalement : potassique en profondeur, puis à séricite et enfin argileuse en surface. Ils peuvent être en relation avec un pluton de faible profondeur (~5km ; [Jébrak et Marcoux, 2008](#)).

Les gisements de Sulfures Massifs Volcanogènes SMV (ou VMS en anglais), liés au volcanisme sous-marin, font partie des plus grandes concentrations de métaux de base. Répartis sur plus de 800 gisements, ils présentent des tonnages qui varient entre 200 000 t et plus de 150 Mt ([Galley et al, 2007](#)). Le plus grand gisement SMV est le gisement de Rio Tinto, dans la partie espagnole de la chaîne pyriteuse ibérique, dont le tonnage est estimé à environ 2 500 Mt de roches minéralisées dont un cinquième serait constitué de sulfures massifs (avec 2,1 % Zn ; 0,9 % Cu ; 0,8 % Pb ; 26 g/t Ag et 0,5 g/t Au ; [Tornos 2006](#)). Les SMV se forment en contexte de tectonique en distension, comme au niveau des rides médio-océaniques ou dans les bassins d'arrière arc par exemple. Ils présentent une zonalité verticale avec, de la profondeur à la surface, une première zone à minéralisation disséminée qui comprend de la chalcopyrrite et de la sphalérite, suivie d'une seconde zone siliceuse à or et cuivre puis, en surface, d'une zone d'amas sulfurés plombifères ([Jébrak et Marcoux, 2008](#)).

Les gisements sédimentaires constituent les plus grandes réserves de Pb-Zn dans le monde avec près de 50% de la production et 75% des réserves mondiales ([Jébrak et Marcoux, 2008](#)). Ces gisements sont divisés en deux grands types, définis selon la nature

de l'encaissant : les gîtes MVT, et les gîtes SEDEX pour lesquels du volcanisme participe à leur formation.

Les gisements de type MVT (Mississippi Valley Type) représenteraient environ 24% des ressources mondiales en Pb et Zn provenant de gîtes sédimentaires et volcanosédimentaires. Le tonnage médian d'un MVT est de 7 Mt (avec en moyenne 1,9 % Pb ; 6 % Zn ; 0,23 % Cu ; et 325 g/t Ag). Parmi les gisements emblématiques de ces types de gîtes se trouvent les gisements de Metaline (USA) et de Reocin (Espagne ; [Leach et al., 2010](#)) ainsi que le gisement de Touissit (Maroc ; [Bouabdellah et al., 1997, 1999](#)). Les MVT se forment en contexte de bassins intracratoniques ou de rifts (bordures des plateformes stables, épi-orogéniques). Trois paramètres sont essentiels à la formation de ces gisements. Ce sont des gisements stratiformes épigénétiques non associés à de l'activité ignée. Ces gisements sont encaissés dans des calcaires et des dolomites. Ils se forment en contexte de plateforme carbonatée en bordure de bassin ou dans des bassins d'avant pays. Les métaux sont de source crustale, transportés par des fluides très salins (10 à 30 %wt. de sels) et déposés entre 75 et 200°C en remplacement des roches carbonatées encaissantes. L'altération associée à ces gisements consiste en la dolomitisation, la dissolution et la bréchification des roches encaissantes ([Leach et al., 2010](#)).

Les gisements SEDEX (sedimentary exhalative) ou volcanosédimentaires sont issus d'exhalaisons d'origine volcanique. Ils sont encaissés dans des bassins sédimentaires d'ampleur kilométrique. La minéralisation est syngénétique, composée d'un ou de plusieurs amas sulfurés de puissance variant de quelques dizaines de mètres au kilomètre. Ces gîtes sont dépendants d'un réseau de fractures à travers lequel des fluides hydrothermaux peuvent circuler. Ces gisements peuvent se former en contexte de rift continental ou de marge passive. Dans le cas d'un contexte de rift continental, les failles synsédimentaires se développent, en contexte extensif, à la faveur d'une subsidence du plancher océanique. Le gradient géothermique important des zones de rift permet la mise en convection des fluides de formation environnants. Dans le cas d'un contexte de marge passive, ce sont les plateformes faillées qui encaissent la minéralisation SEDEX. Ce dernier contexte reste cependant plus favorable à des minéralisations de type MVT ([Lydon, 2004](#) ; [Jébrak et Marcoux, 2008](#) ; [Leach et al., 2010](#)). Les gisements de Red Dog (Alaska), Balmat-Edwards (New York) ou encore Sullivan (Colombie-Britannique) comptent parmi les gisements SEDEX majeurs dans le monde. En France, le gisement de la Vieille Mine de Pierrefitte, dans les Pyrénées, a été exploité depuis les Romains jusqu'en 1969.

Les gisements filoniens sont généralement associés à de grands accidents cisailants. Ils se mettent en place généralement dans des fractures subverticales à moins de 10 km de profondeur. L'encaissant est sédimentaire, plutôt de nature clastique que carbonatée avec des intrusions magmatiques associées (sills, dykes ; [Jébrak et Marcoux, 2008](#)). Les roches encaissantes supracrustales fournissent aux fluides le soufre et le plomb. Le carbone peut provenir de roches riches en matière organique ou d'une source profonde. La précipitation des minéraux proviendrait du mélange d'un fluide hydrothermal avec des fluides issus de l'encaissant ou superficiels. Les températures de formation de ces gisements sont généralement comprises entre 200 et 350°C pour les filons à Pb-Zn. Les minéralisations sont liées à des circulations convectives, elles même induites par des intrusions plutoniques ([Castorina et Masi, 2000](#) ; [Jebrak et Marcoux, 2008](#)). Les cellules de convections, moteurs de ce type de minéralisations, ont des durées de vie estimée entre 1000 et 100 000 ans, et ne peuvent dépasser 1 Ma ([Jébrak et Marcoux, 2008](#)). Le gisement de Keno Hill (Canada) a produit, entre 1950 et 1990, environ 4,8 Mt de minerais à 6,7 % Pb, 4,1 % Zn et 1380 g/t Ag ([Deklerk et Burke, 2008](#)).

Enfin, certains gisements filoniens, bien que spatialement associés à des intrusions plutoniques, sont génétiquement indépendant de ces intrusions, tels que les gisements de Freiberg en Allemagne ou Cœur d'Alene aux Etats Unis. [Beaudoin et Sangster \(1992\)](#) ont montré, par des datations des systèmes filoniens plombifères et des intrusions magmatiques, un écart temporel de plusieurs dizaines de millions d'années qui excluent tout lien génétique entre les minéralisations Pb-Zn-Ag et les plutons.

I.2 Les gisements de plomb au Maroc

Le Maroc est un pays minier qui dispose d'une importante variété de gîtes métallifères formés au cours de plusieurs cycles orogéniques successifs : l'Eburnéen, le Panafricain, l'Hercynien-Varisque et l'Alpin.

Les minéralisations associées à ces domaines sont différentes au Sud et au Nord du Maroc septentrional. En effet, l'Anti-Atlas, au Sud du Maroc septentrional, contient principalement des gîtes de métaux précieux (Au-Bleïda, Ag-Imliter, Co-Bou Azzer ...) localisés dans des boutonnières précambriennes. Les minéralisations localisées dans le Nord du Maroc contiennent des métaux précieux (Au, Ag, ...) et de base (Pb, Zn, Cu ...). Ces minéralisations se forment depuis le début du carbonifère, au cours de l'orogénèse varisque (ex amas sulfuré Pb-Zn d'Hajjar ; [Essaifi et al., 2003](#)), jusqu'aux prémices de l'ouverture de l'océan Atlantique (MVT de Tazekka ; [Auajjar et Boulègue, 1999](#)). Les

minéralisations à Pb-Zn du Nord du Maroc sont de type volcanique, filonien ou sédimentaire.

Les gisements Pb-Zn liés au volcanisme se situent surtout dans la Meseta occidentale, en particulier entre les massifs varisques des Jebilet et du Haut Atlas (Tichka), il s'agit du gisement de type SMV de Draa Sfar à Cu-Pb-Zn, et du gisement sulfuré d'Hajjar à Pb-Zn (Hibti et al., 1999).

Les gisements filoniens à Pb-Zn se situent principalement dans le Massif Central de la Meseta occidentale, avec le district polymétallique d'Oulmès, dans lequel coexistent des minéralisations à Sb - W et à Sn. Des occurrences de filonnets de galènes sont associées à ces minéralisations. La Meseta occidentale comporte également les gisements filoniens à Pb-Zn-Ag de Tighza, et à fluorine d'El Hammam.

Les gisements sédimentaires à Pb-Zn, principalement des MVT, sont situés plus au Nord, entre le Moyen Atlas (amas stratiforme de Tazekka ; Auajjar et Boulègue, 1999) et le nord de la Meseta orientale (Touissit ; Bouabdellah et al., 1997, 1999), mais également dans le Haut Atlas oriental (Bou Dahar ; Bouabdellah et al., 2002 ; Adil et al., 2004)

I.3 Le district minier de Tighza

Le district minier de Tighza se situe à 90 km au Sud de Meknès, et à 5 km de la ville de M'Rirt, à la limite entre la Meseta occidentale et le Moyen Atlas. Il s'agit d'un district polymétallique à W-Au-Pb-Zn-Ag-Sb-Ba. Le district est actuellement exploité par la Compagnie Minière de Touissit (CMT). La production annuelle actuelle est de 27 000 t de concentrés de Pb-Ag et 5 000 t de concentrés de Zn (320 000 t de minerais). Les réserves sont estimées à près de 5 Mt de minerais. Le site emploie environ 300 personnes (données de la CMT¹)

I.3.1 Historique de l'exploitation

Les premières traces d'exploitation des filons plombifères de Tighza remontent entre le IX^{ème} et le XVIII^{ème} siècles, vraisemblablement pendant les explorations portugaises. Il existe notamment des ruines d'une grande kasbah entourée d'un mur d'enceinte de 2 200 m de long, muni de tours de guet. Le site présente également des traces d'installations minières et métallurgiques et notamment des filons exploités en surface (zones de grattage). Les méthodes et le détail de ces traces d'activité laissées par les anciens sont décrites précisément par Agard et al. (1958). Le cubage réalisé dans les

¹ http://www.cmt-maroc.com/mine_tighza.html

vides laissés par les anciens a permis d'estimer à 166 000 t de métal Pb et 265 t métal d'Ag la quantité exploitée au Moyen Age ([El Ouazzani et al., 2002](#)).

Le gisement a été redécouvert par la CRAM (Compagnie Royale Asturienne des Mines) en 1924, qui a entrepris des travaux d'exploration et d'exploitation, autour du filon Signal. En 1957, le district est acheté par la SMA (Société Minière de l'Aouam), issue de l'association de la CRAM et du BRPM, qui l'exploitera jusqu'en 1993. A la fermeture du site, les réserves sont alors estimées à 2,8 Mt à 10 % de Pb et 160 g/t d'Ag ([El Ouazzani et al., 2002](#)).

En 1996, le site est repris par la CMT (Compagnie Minière de Touissit). La prospection effectuée par la compagnie permet d'estimer à la hausse les réserves du district avec environ 5 Mt de minerai dont 1 000 t d'Ag. A la fin 2007, la CMT a estimé à environ 15 ans le temps d'exploitation restant dans le district, sur la base des réserves connues à ce jour. Aujourd'hui, Tighza est l'un des principaux gisements de Pb au Maroc avec une production annuelle de 27 000 t de concentré Pb et 5 000 t de concentré de Zn.

I.3.2 Chronique des recherches scientifiques sur le district de Tighza

[Agard et al. \(1958\)](#) réalisent une étude générale du district et établissent un premier lien entre les minéralisations polymétalliques et les contrôles structuraux et magmatiques du district de Tighza. Ils décrivent le magmatisme ainsi que l'influence de l'orogénèse varisque sur le site et proposent une chronologie relative des différents événements métallogéniques et structuraux. Ce travail apporte un premier modèle métallogénique qui servira de base aux travaux postérieurs. Dans ce modèle, trois étapes se succèdent :

- L'orogénèse varisque affecte les séries sédimentaires et s'accompagne d'intrusions de dykes de microgranites. C'est à l'issue de cette étape que des minéralisations en antimoine se formeraient.
- Une intrusion magmatique, dont les stocks granitiques observés sur le site seraient les apophyses, serait responsable d'un métamorphisme de contact. Cette étape se déroulerait après le Viséen supérieur. Ces plutons granitiques se seraient mis en place sous un recouvrement peu important de sédiments.
- Des événements tectoniques postérieurs à l'intrusion granitique auraient contribué à la mise en place des minéralisations filoniennes E-W en tungstène aux abords des stocks granitiques, recoupant l'auréole de métamorphisme. Postérieurement à la minéralisation wolframifère, la minéralisation plombo-zincifère se mettrait en

place en deux phases principales successives (paragenèses à sidérite puis à calcite) en périphérie du massif granitique.

Une étude structurale du district de Tighza a été réalisée par [Desteucq \(1974\)](#), qui décrit les événements tectoniques survenus à Tighza au cours des phases principales de l'orogénèse varisque au Maroc central.

- Une première déformation ductile affecte toutes les séries paléozoïques du district par des plis métriques à décamétriques orientés N 140 à N 160°E.
- Une seconde déformation ductile (postérieure au Viséen supérieur) est à l'origine de plis kilométriques NE-SW.
- Une déformation cassante met en place deux réseaux distincts d'accidents tardi-varisques, orientés NE-SW et NW-SE.

L'étude structurale du filon Signal et de la structure Sud (filons Sidi Ahmed et Ighrem Aousser) met en évidence leur appartenance à un réseau de failles conjuguées. [Desteucq \(1974\)](#) confirme la thèse d'[Agard et al. \(1958\)](#) selon laquelle l'évolution de ces filons est caractérisée par deux ouvertures successives marquées par deux paragenèses de gangue distinctes (sidérite et calcite).

Dix ans plus tard, les travaux de [Cheilletz \(1984\)](#), portant principalement sur les minéralisations W-Au, apportent de nouveaux éléments permettant de contraindre le modèle métallogénique d'[Agard et al. \(1958\)](#) :

1/ Les événements magmatiques et hydrothermaux du district sont contrôlés, à l'échelle régionale, par le cisaillement majeur de la faille d'Aguelmous-Mrirt.

2/ L'étude pétrographique de l'auréole de métamorphisme a permis d'établir que le métamorphisme est de type hydrothermal à biotite et qu'il ne s'agit pas d'un métamorphisme de contact *sensu-stricto*. L'hydrothermalisme se manifeste par un stockwork de filons et microfilons et contribue à l'altération potassique des roches encaissantes (biotitisation). De plus, l'ensemble des roches métamorphisées montrent clairement un enrichissement en W ce qui amène à conclure que la minéralisation tungsténifère est directement liée au métamorphisme hydrothermal à biotite ([Cheilletz et Isnard, 1985](#)).

3/ La datation K/Ar sur des biotites des stocks granitiques et des minéralisations hydrothermales tungsténifères donnent des âges à 288 ± 3 Ma pour les stocks

granitiques, de 288 à 285 ± 4 Ma pour les minéralisations hydrothermales en tungstène (filons et lentilles stratoïdes), et de 266 ± 4 Ma pour un dyke de tonalite.

4/ Les roches magmatiques appartiennent à une lignée calco-alcaline fortement potassique. Les variations pétrographiques et géochimiques entre ces roches indiqueraient qu'elles ne proviennent pas de la différenciation d'une source magmatique unique (Giuliani et al., 1989).

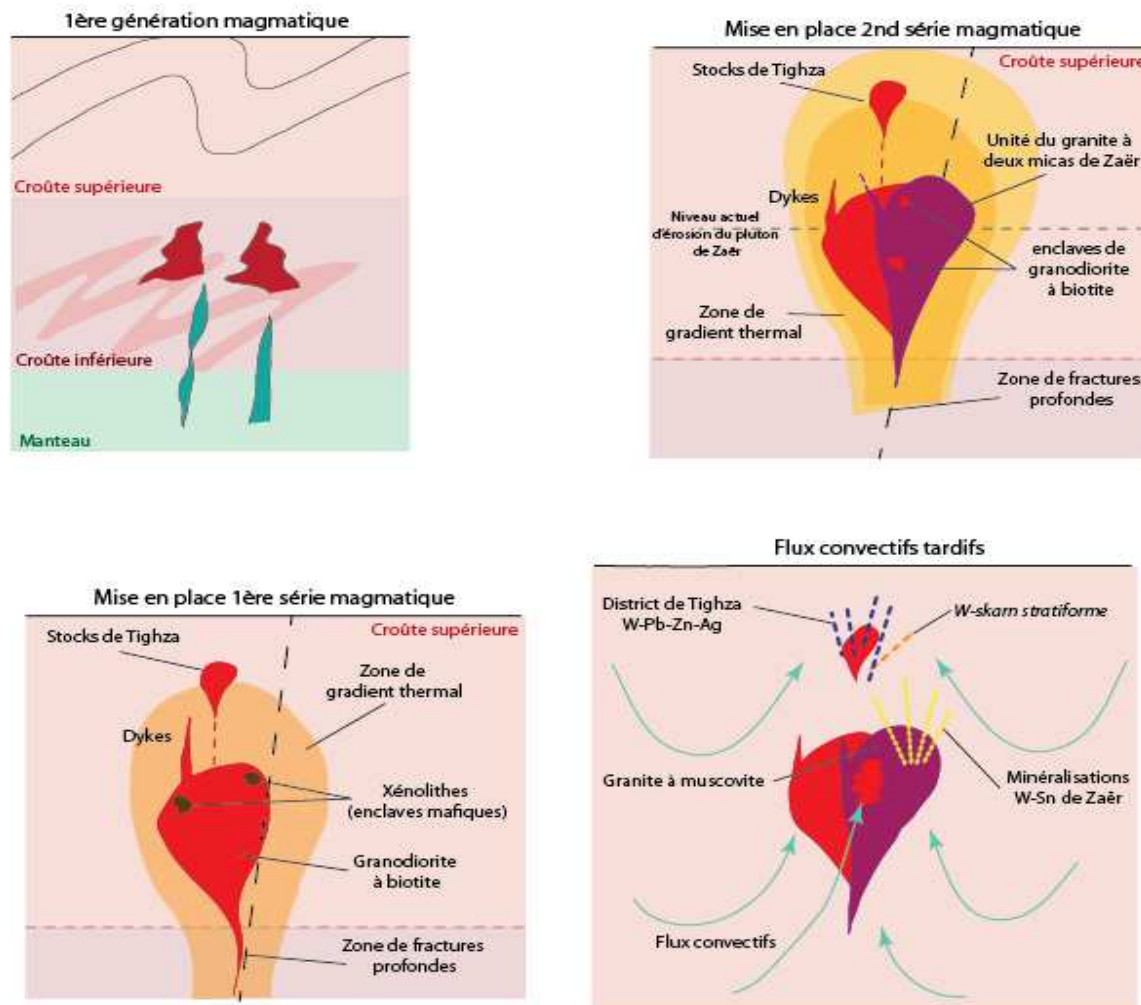


Figure 1.2. Modèle en 4 étapes de la genèse des stocks granitiques de Tighza comparée à la mise en place du pluton de Zaër (redessiné d'après Giuliani et al., 1989). **Stade 1** : 1ère génération de magma issu de la fusion de la croûte inférieure et contaminé par du magma dérivé du manteau (enclaves mafiques). **Stade 2** : Mise en place d'un pluton, dans une zone cisailante de terrane Paleozoïque, le long d'une fracture profondément enracinée. Ce stade s'accompagne de la mise en place d'une première génération de dykes et du métamorphisme hydrothermal des roches locales. **Stade 3** : Mise en place d'une seconde génération de magma issus de la fusion partielle de matériel métasédimentaire (granites peralumineux). *ce magmatisme permet le maintien et le développement du gradient géothermique. **Stade 4** : Système hydrothermal convectif tardif mobilisant des fluides météoriques et magmatiques, responsable d'une altération hydrothermale potassique minéralisatrice en W-Pb-Zn-Ag à Tighza.

5/ L'étude thermobarométrique des minéralisations tungsténifères et de l'auréole de métamorphisme hydrothermal a établi leur développement entre 580 °C et 1,8 kb, soit 5,4 km de profondeur pour les minéralisations précoces de type skarn, et 450-400 °C et 1 kb, soit 3 km de profondeur pour les minéralisations filoniennes. L'hypothèse d'Agard et al. (1958) de l'existence d'un pluton non affleurant est confirmée.

Par la suite, Nerci (2006) réalise une seconde étude sur les minéralisations, qui a permis de distinguer une minéralisation W-Au (291 Ma, Ar/Ar) d'une minéralisation (286 Ma) W-Mo plus tardive, supposée être associée à la mise en place de l'apex granitique de la Mine.

L'étude des inclusions fluides des minéralisations tungsténifères indique un mélange entre une source crustale et une source magmatique. Cette étude indique également qu'il n'y a pas de parenté entre les sources des fluides minéralisateurs en W et en Pb-Zn-Ag.

Les observations d'une zonalité dans les minéralisations en Au aboutissent à deux hypothèses concernant leurs genèses :

- Remobilisation, au cours du développement des intrusions magmatiques, d'une paragenèse pré-existante à 291 Ma,
- Ou bien apport de l'or par l'intrusion granitique de l'apex de la mine, vers 285 Ma, à une minéralisation, jusqu'à lors à W seul, elle même mise en place à 291 Ma.

Enfin Eldursi (2009) étudie et modélise les circulations périgranitiques du district de Tighza. Son travail présente notamment :

1/ Des mesures gravimétriques mettent en évidence l'existence et la géométrie de l'intrusion magmatique non affleurante évoquée par les auteurs précédents (Agard et al., 1958 ; Cheilletz, 1984).

2/ Des modélisations numériques montrent que les minéralisations peuvent précipiter légèrement avant ou pendant la cristallisation complète d'une intrusion plutonique. De plus, un pluton, de géométrie tabulaire (laccolithe), présentant des apex qui atteignent des zones situées au dessus du seuil de perméabilité, peut perturber de façon importante la circulation de fluides locaux. Des apex similaires aux intrusions de type porphyre concentrent les cellules hydrothermales convectives autour d'eux plutôt qu'autour du pluton parent de ces apex.

3/ Des modèles d'évolution thermique autour des stocks granitiques montrent que la température descend très vite au cours de la cristallisation des stocks, et que cette cristallisation n'excède pas 1 Ma.

I.4 Problématiques et plan de la thèse

A l'issue des précédentes études, l'histoire métallogénique de Tighza comprend encore des lacunes, en particulier sur la minéralisation à Pb-Zn-Ag. D'après les auteurs précédents ([Agard et al., 1958](#) ; [Cheilletz 1984](#) ; [Giuliani et al., 1989](#)) les minéralisations Pb-Zn-Ag se mettent place tardivement, à la fin de l'épisode hydrothermal de minéralisation à W-Au, elle-même associée génétiquement au pointement granitique de la Mine. Or des études ont démontré dans des gisements filoniens à Pb-Zn-Ag, que ces minéralisations n'étaient génétiquement pas associés aux plutons près desquels elles se mettent en place ([Beaudoin et Sangster, 1992](#)). Ainsi plusieurs questions demeurent :

- Quel évènement est responsable de la minéralisation en Pb-Zn-Ag ? S'agit-il d'un phénomène local tardif, lié à l'histoire magmatique du gisement ? Si non, quel autre phénomène entre en jeu ?
- Quelle est la source des métaux de cette minéralisation ? Quelle est la nature de la source du plomb et du zinc ? D'où proviennent les fluides porteurs de ces métaux.
- Est-il possible de déterminer l'âge de mise en place de la minéralisation Pb-Zn-Ag et de compléter ainsi la chronologie du gisement ?

Ce travail se propose d'approfondir les connaissances des minéralisations plombifères du district de Tighza et de compléter le modèle métallogénique du district à travers quatre points :

1. **La caractérisation de l'encaissant de la minéralisation**, qui a pour objectif de décrire les altérations liées à l'hydrothermalisme minéralisateur en Pb-Zn-Ag. Une étude géochimique des roches encaissantes a pour cela été réalisée. Les minéralisations recoupant également les intrusions granitiques du district, la pétrographie et la géochimie des roches magmatiques du district seront présentées dans un second temps. Ce travail permettra d'affiner la classification des roches échantillonnées et précisera leur état d'altération. Ces informations permettront la sélection des échantillons à dater.

2. **Les caractéristiques principales des minéralisations Pb-Zn-Ag** et notamment leurs paragenèses, qui présentent des divergences entre les auteurs précédents ([Agard et al., Desteucq, 1974](#) ; [Jebrak, 1985](#) ; [Nerci, 2006](#)). Il est donc

important d'établir une succession paragenétique des minéralisations Pb-Zn-Ag à partir d'observations de terrain et de pétrographie. Cette succession paragenétique est la base du travail à effectuer par la suite sur les minéralisations Pb-Zn-Ag, en particulier pour l'étude des sources des fluides hydrothermaux minéralisateurs et pour la datation de la minéralisation.

3. **L'étude des sources** regroupe les problématiques de l'origine des métaux et du transport de ces métaux, c'est-à-dire du type de fluide porteur des métaux. L'enjeu de ce travail est de compléter les données concernant (i) la relation entre les minéralisation en W-Au et les minéralisations en Pb-Zn-Ag, (ii) l'origine des fluides minéralisateurs en Pb-Zn-Ag et (iii) la source du plomb des minéralisations Pb-Zn-Ag.

4. **La géochronologie du magmatisme et de l'hydrothermalisme** est l'enjeu principal de cette thèse. En effet, les études précédentes ont daté le magmatisme et l'hydrothermalisme à l'origine des minéralisations W-Au cependant aucune datation directe des minéralisations Pb-Zn-Ag n'a encore été réalisée.

Dans un premier temps, l'hydrothermalisme et le magmatisme du district seront datés par U/Pb sur les zircons des roches magmatiques. En effet, ces roches contiennent des zircons hydrothermaux, et des zircons magmatiques qui peuvent présenter des zones de croissance hydrothermales ou des cœurs hérités. Les âges obtenus dans les zircons magmatiques nous renseigneront sur l'âge de leur cristallisation (et donc l'âge de cristallisation de la roche magmatique dont ils proviennent) et les âges issus de zircons hydrothermaux et des zones de croissance hydrothermales nous renseigneront sur les événements hydrothermaux postérieurs à la cristallisation des roches magmatiques.

Afin de caler l'épisode de mise en place des minéralisations Pb-Zn-Ag dans l'histoire métallogénique du district, l'hydrothermalisme responsable de ces minéralisations fera l'objet de trois tentatives de datations absolues directes : U/Pb sur carbonates de gangue, Sm/Nd sur carbonates de gangue et Th/Pb sur monazites hydrothermales. Etant donné que le Pb-Zn-Ag est le dernier événement du district, les filons recoupant toutes les autres structures (stocks et dykes granitiques, filons W-Au ...), la datation de la minéralisation plombifère revient à comprendre le lien ou l'absence de lien avec les minéralisations W-Au et ainsi à mieux caractériser la chronologie des événements magmatiques et hydrothermaux.

Après avoir défini le cadre général de ce travail dans le Chapitre II, nous développerons les points suivants :

Le Chapitre III présente, dans un premier temps, la description et l'étude géochimique des roches sédimentaires, métasédimentaires, et magmatiques, ainsi que les altérations hydrothermales associées aux minéralisations à W-Au et à Pb-Zn-Ag.

Dans un second temps seront présentés les résultats de la datation par U/Pb sur zircons des roches magmatiques, effectuée pour préciser l'histoire métallogénique de Tighza.

Le Chapitre IV présente une brève synthèse des caractéristiques structurales des filons actuellement en exploitation (Signal, Sidi Ahmed et Ighrem Aousser) afin de présenter la chronologie relative des filons Pb-Zn-Ag par rapport aux autres structures du district de Tighza. La pétrographie et la géochimie des paragenèses principales seront ensuite décrites. Ce chapitre se termine par la présentation des résultats de géochronologie des minéralisations Pb-Zn-Ag de Tighza.

Le Chapitre V aborde la question des sources des fluides et métaux afin de déterminer le lien ou l'absence de lien entre les fluides porteurs des minéralisations W-Au d'une part, et Pb-Zn-Ag d'autre part.

Le Chapitre VI discute des résultats obtenus et propose un modèle métallogénique du district dans le cadre géodynamique général.

Enfin ce mémoire se termine par une conclusion générale.

I.5 Méthodologie et outils utilisés

Deux missions d'échantillonnage ont été effectuées du 8 au 28 novembre 2010 et du 25 avril au 11 mai 2011 au cours desquelles 110 échantillons ont été prélevés (10 roches magmatiques, 16 encaissants métasédimentaires et 84 échantillons de filons). Des échantillons complémentaires des minéralisations et des encaissants sédimentaires ont été envoyés par la CMT. Une dernière mission de terrain de vérification et de synthèse a été effectuée du 8 au 13 mai 2013.

I.5.1 Analyses pétrographiques

Les lames minces polies nécessaires à ce travail doctoral ont été confectionnées au laboratoire de litholamellage de l'Université de Savoie et observées en microscopie optique au Laboratoire EDYTEM.

6 séances MEB complémentaires ont été réalisées dans trois laboratoires :

- CMTC (Consortium des Moyens Technologiques Communs, Grenoble INP), où 4 séances ont été effectuées sur 15 lames.

- IDES (Interactions et Dynamiques des Environnements de Surface, Paris Sud XI), où une séance a été réalisée sur 4 lames.
- SCMEM (Service Commun de Microscopies Electroniques et de Microanalyses X, Université Henri Poincaré, Nancy), où une séance a été effectuée sur 5 lames.

I.5.2 Analyses géochimiques

La préparation des échantillons pour les analyses géochimiques sur poudre a été effectuée au laboratoire de sédimentologie d'EDYTEM. Ce sont au total 31 échantillons dont 9 échantillons de roches métasédimentaires et 6 échantillons de roches magmatiques qui ont été broyés, tamisés puis envoyé au SARM (Service d'Analyse des Roches et des Minéraux, CRPG-CNRS Nancy) pour analyses (ICP-MS et ICP-AES).

De plus, 52 mesures ponctuelles sur 3 lames polies ont été réalisées à la microsonde électronique JEOL JXA-8230 du laboratoire ISTerre (OSUG, Grenoble).

I.5.3 Analyses isotopiques

I.5.3.1 Isotopes stables du carbone et de l'oxygène

Les analyses d'isotopes stables de l'oxygène et du carbone ont été réalisées au département de Géosciences de l'Université Rennes 1, sous la supervision de Philippe Boulvais, au cours d'un séjour de deux semaines (février-mars 2013, 18 échantillons). La méthode d'analyse a été adaptée d'après [Tartèse et al., 2012](#).

I.5.3.2 Isotopes du plomb

Trois sessions d'analyse ont été effectuées à la sonde ionique (mars, mai et septembre 2011), sous la direction d'Etienne Deloule (CRPG, Nancy). La première session, réalisée avec la sonde ionique Cameca IMS 3F sur un échantillon de galène (Tz10/30). Les seconde et troisième sessions ont été réalisées, avec la sonde ionique Cameca IMS 1270, sur 5 échantillons de galène et sphalérite (Tz10/31, Tz10/35, Tz10/39, Tz10/43, Tz11/42). Au total, 49 points sur galènes et 128 points sur sphalérites ont ainsi été obtenus. Les analyses ont été réalisées d'après [Deloule et al., 1989 ; 2002](#).

I.5.3.3 Gaz rares He et Ar

Les mesures ont été effectuées sous la direction de Pete Burnard, au CRPG-CNRS à Nancy au cours d'une mission d'une semaine. Six échantillons ont été choisis et un point de mesure a été effectué par échantillon. Les analyses ont été

réalisées d'après la méthodologie préconisée par [Burnard et al. \(1999\)](#) et [Burnard et Polya \(2003\)](#).

I.5.4 Analyses géochronologiques

I.5.4.1 Sm/Nd de gangues carbonatées

Les analyses chimiques des carbonates de gangue ont révélé d'importantes teneurs en Sm et Nd. Par conséquent, un test de datation des carbonates des filons par la méthode Sm/Nd a été réalisé sous la supervision de Laurie Reisberg au cours d'un séjour d'une semaine au CRPG de Nancy. 13 échantillons ont été ainsi analysés (1 mesure par échantillon ; [Brueckner et al., 1995](#)).

I.5.4.2 U-Pb de gangues de calcite

Au début de ce travail de thèse, la méthode de datation par U-Pb sur calcite était envisagée pour dater les minéralisations Pb-Zn-Ag, notamment à cause de la présence de calcite automorphe translucide ou géodique dans les filons ([Brannon et al., 1996](#) ; [Grandia et al., 2000](#)).

I.5.4.3 Th-Pb sur monazite de gangue

Suite à un long travail de reconnaissance réalisé notamment au MEB, deux monazites ont été choisies pour une datation in-situ par le couple Th/Pb. Les mesures ont été effectuées par Jean-Louis Paquette, au laboratoire Magmas et Volcans de l'Université de Clermont-Ferrand.

I.5.4.4 U-Pb sur zircons de roches magmatiques

6 échantillons de stocks granitiques et un dyke ont été sélectionnés pour les datations par U-Pb sur Zircons. Ces échantillons ont été préparés en grande partie au Laboratoire EDYTEM où ils ont été broyés, triés par densimétrie, par magnétisme et optiquement. Ce sont 163 zircons des 6 échantillons qui ont ensuite été montés sur bague au CRPG (Nancy), où des observations, à la cathodoluminescence, de leurs zones de croissance ont été réalisées. Les zircons ont ensuite été analysés à la sonde ionique 1270 au cours de deux séances. Au total, 120 points de mesures ont été réalisés sur 100 zircons.

I.6. Communications scientifiques

Trois communications ont été réalisées au cours de ce travail doctoral à l'occasion de conférences internationales :

- SGA (Society for Geology Applied to Mineral Deposits) 11th SGA Biennial Meeting, Let's talk ore deposits, à Antofagasta au Chili (26 au 29 septembre 2011). Une

communication par poster a été présentée et un résumé étendu a été publié à cette occasion :

Hydrothermal Pb-Zn-Ag-F ore deposits in Central Morocco : mineralogy and lead isotopes. Tarrieu, L., Gasquet, D., Rossi, M., Cheilletz, A., Deloule, E., Bounajma, H., Pisapia, C., Deschamps, P., 11th SGA Biennial Meeting, Let's talk ore deposits, Ediciones Universidad Catolica del Norte, Antofagasta, Chile, Vol.1, pp.282-284. (2011)

- Ecole thématique « Ressources Minérales : défis scientifiques et sociétaux », à Genève (5 au 7 février 2013), au cours de laquelle une communication par poster a été présentée :

Les minéralisations Pb-Zn-Ag de Tighza, Maroc Central : Traçage des sources (Pb/Pb, He/Ar) et datations des granitoïdes (U/Pb). Tarrieu, L., Cheilletz, A., Gasquet, D., Rossi, M., Bounajma, H., Burnard, P., Deloule, E.*

- 3MA8, 8^{ème} édition du colloque international du Magmatisme, Métamorphisme et Minéralisations Associées à Marrakech, au Maroc (8 au 10 mai 2013). Une communication orale et un poster ont été présentés au cours de ce colloque :

Datations U-Pb sur zircons des granitoïdes du gisement polymétallique hydrothermal à W-Au et Pb-Zn-Ag de Tighza, Meseta Centrale : conséquences sur la chronologie des minéralisations. Tarrieu, L., Rossi, M., Gasquet, D., Cheilletz, A., Bounajma, H., Deloule, E.*

- Un article général sur la chronologie du district de Tighza a été soumis dans le cadre d'une synthèse de la métallogénie Nord africaine (SGA, à paraître en 2015) :

The polymetallic (W-Au/Pb-Zn-Ag) Tighza district (central Morocco): age of the magmatic and hydrothermal events.

- Un résumé pour une communication orale a été soumis et accepté à la 24^{ème} Réunion des Sciences de la Terre (RST) :

Age des événements magmatiques et hydrothermaux du district polymétallique de Tighza-Jbel Aouam (Maroc Central). Tarrieu, L., Cheilletz, A., Gasquet, D., Rossi, M., Bounajma, H., Mantoy, T., Ouazzani, L., Ouchtouban, L., Deloule, E., Paquette, J-L.

Chapitre II : Cadre géologique

II.1 Introduction

Ce Chapitre présente, en deux parties, le contexte géologique général du gisement polymétallique W-Au-Pb-Zn-Ag de Tighza.

La première partie est une description de la géologie des grands ensembles géologiques du Nord du Maroc. Les minéralisations de Tighza étant centrées autour de granites varisques, le magmatisme varisque sera brièvement exposé, puis la métallogénie du Nord du Maroc sera présentée, à travers la description de 10 gîtes majeurs. Enfin cette partie se terminera sur la géologie du bassin tectono-sédimentaire d’Azrou-Khenifra dans lequel se trouve le gisement de Tighza.

La seconde partie de ce Chapitre présente la géologie du district de Tighza. Les formations sédimentaires seront tout d’abord présentées, suivies des événements tectoniques, puis de l’activité magmatique ayant affecté le district. Cette partie se terminera par une présentation des minéralisations hydrothermales polymétalliques du district de Tighza.

II.2 Cadre géologique général

II.2.1 Géologie du Nord du Maroc

Le Nord du Maroc est l'assemblage de quatre domaines structuraux qui sont, du Nord au Sud (Figure II.1 ; Hoepffner et al., 2005 ; Michard et al., 2008, Gasquet, 1991): le Rif, le Maroc central ou domaine des Mesetas, la chaîne atlasique (Haut et Moyen Atlas) et l'Anti-Atlas. Ces domaines structuraux sont séparés entre eux par de grands accidents crustaux tels que l'accident Sud rifain qui sépare le Rif du Maroc central, ou la faille Sud atlasique qui sépare le Maroc central et la chaîne atlasique de l'Anti-Atlas.

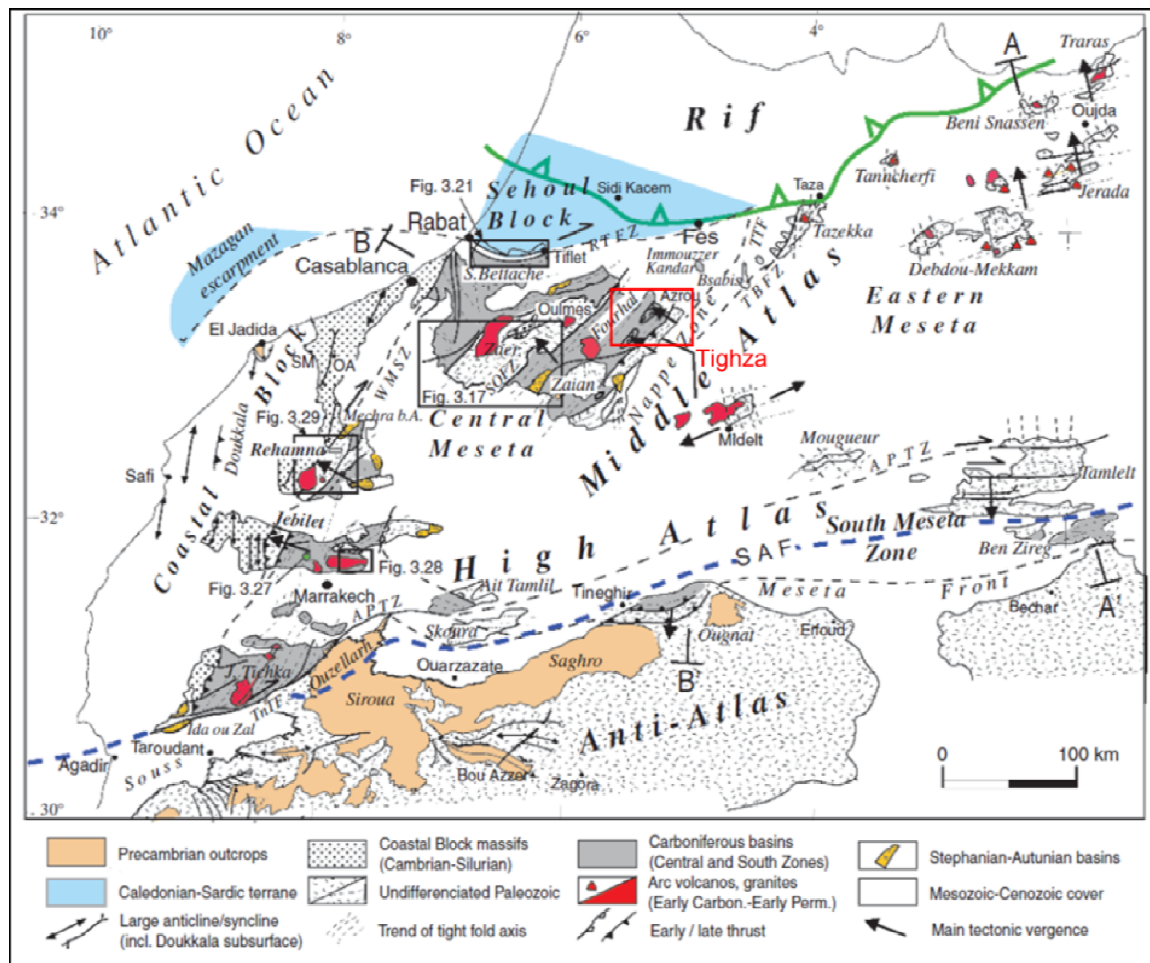


Figure II. 1. Carte structurale du Maroc présentant les domaines principaux du Nord du Maroc (Michard et al., 2008). APTZ : Zone transformante de l'Atlas Paléozoïque ; OA : Oulad Abbou ; RTFZ : Zone de faille de Rabat-Tiflet ; SAF : Faille Sud Atlasique SM : Sidi Said Maachou ; SOFZ : Zone de faille de Smaala-Oulmes ; TBFZ : Zone de faille de Tazekka-Bsabis ; TnFZ : Faille de Tizi n'Test ; TTF : Faille de Tizi n'Tretten ; WMSZ : Zone cisailante de la Meseta occidentale.

L'Anti-Atlas, situé au Sud du Haut Atlas ([Figure II.1](#)), est limité au Nord par l'accident Sud atlasique et borde le bouclier ouest africain au Sud. Ce domaine est composé d'un socle protérozoïque sur lequel repose une couverture infracambrienne à paléozoïque supérieur. L'ensemble est plissé ou découpé en plateaux subtabulaires par l'orogénèse varisque. L'érosion de la couverture a ponctuellement mis à nu le socle protérozoïque formant des unités panafricaines appelées « boutonnières ». Leur nom provient des affleurements que l'on trouve principalement sous la couverture sédimentaire cambrienne érodée. Les boutonnières sont composées de Précambrien antiforme, qui affleurent le long de l'axe SW-NE de l'Anti-Atlas ([Thomas et al., 2004](#) ; [Frizon de Lamotte et al., 2004](#) ; [Gasquet et al., 2005](#) ; [Michard et al., 2008](#)).

Le domaine des Meseta est l'assemblage de quatre blocs : le bloc de Sehoul, le bloc côtier, le bloc de la Meseta occidentale (ou Meseta centrale [Figure II.1](#)) et le bloc de la Meseta orientale. Ces blocs sont bordés par des zones de cisaillement ou de plissement, et notamment au Sud par la zone transformante de l'Atlas Paléozoïque (APTZ, [Figure II.1](#) ; [Hoepffner et al., 2005](#)).

Le bloc de Sehoul est situé entre le domaine du Rif et le bloc de la Meseta Centrale, dont il est séparé par la zone de failles de Rabat-Tiflet (RTFZ, [Figure III.1](#)). Il diffère des autres blocs du domaine des Mesetas par ses formations du Cambrien-Ordovicien, régionalement métamorphisées au cours de l'orogénèse Calédonienne. Le bloc de Sehoul est également intrudé par des roches granitiques tardi-orogéniques vers 430 Ma ([Michard et al., 2008](#)).

Le bloc côtier comprend l'anticlinal de Casablanca, ainsi que le centre et l'Est des massifs de Rehamna, de Jebilet et du Haut Atlas. Ce bloc est caractérisé par une faible déformation varisque. Il est séparé à l'Est de la Meseta occidentale, par une structure lithosphérique majeure, la zone de faille de la Meseta occidentale, qui se prolonge de Rabat au Nord jusqu'au Haut Atlas au Sud ([Figure II.1](#), WMSZ : West Moroccan shear zone ; [Piqué et al., 1980](#) ; [Hoepffner et al., 2005](#) ; [Michard et al., 2008](#)).

Le bloc de la Meseta occidentale (ou Meseta Centrale ; [Figure II.1](#)), contient du Nord au Sud, le bassin de Sidi Bettache, le Massif Central (composé des massifs granitiques de Zaer, Oulmès, Fourhal et Zaian), les parties centrales et Est des massifs de Rehamna et de Jebilet ainsi que la plus grande partie du massif du Haut Atlas ([El Hassani 1994](#), [Essaifi et Hibti, 2007](#)).

La Meseta occidentale présente une séquence sédimentaire paléozoïque presque complète, plissée par un événement tectonique au Carbonifère supérieur (Michard, 1976, 2008). Cet événement affecte principalement la zone centrale de la Meseta, composée alors d'un bassin du Dévonien inférieur-Carbonifère, bordé par le bloc de Sehoul au Nord, le bloc côtier à l'Ouest et par la chaîne moyennement déformée de l'Anti-Atlas à l'Est et au Sud.

La Meseta occidentale a subi un amincissement crustal entre le Dévonien supérieur et le Carbonifère inférieur. Elle présente de nombreux dépôts turbiditiques ainsi que d'importantes intrusions magmatiques mafiques (Michard et al., 2008). Un raccourcissement tardi-varisque (Carbonifère supérieur-Permien) s'y traduit par des failles NW-SE. Seules les parties Est de cette Meseta (zone de nappes, bassins d'Azrou-Khenifra et de Fourhal) présentent des structures liées aux premières phases compressives de l'orogénèse varisque du Tournaisien-Viséen inférieur (Michard et al., 2008).

Le bloc de la Meseta orientale comprend les massifs Paléozoïques d'Oujda (Beni Snassen, Jerada, Debdou-Mekkam), de Midelt (boutonniers de la Haute Moulouya), ainsi que les massifs de Tazekka (en bordure du Moyen Atlas), Mougueur et le nord de Tamlelt (Est du Haut Atlas). Cette Meseta est bordée à l'Ouest par deux zones de failles principales, en partie cachées sous le Moyen Atlas : la zone de faille de Tazekka-Bsabis et la faille de Tizi n'Tretten (réciproquement TBFZ et TTF, Figure II.1). Le bloc de la Meseta orientale se caractérise par un événement de plissement syn-métamorphique au Dévonien supérieur-Tournaisien (Torbi, 1996, Hoepffner et al., 2005).

La chaîne atlasique se compose du Moyen Atlas et du Haut Atlas. Ces deux chaînes constituent les reliefs les plus importants du Maroc. Ce sont des chaînes continentales plissées autochtones, développées au cours du cycle orogénique alpin. Elles reposent sur un socle majoritairement varisque, bien que l'on retrouve un morceau de socle panafricain de l'Anti-Atlas sous le Haut Atlas (le promontoire d'Ouzellarh, Figure II.1, Michard et al., 2008 ; Frizon de Lamotte et al., 2009).

La période pré-orogénique du système atlasique est contrôlée par la phase de rifting du Permo-Trias qui affecte le socle Varisque et traduit la dislocation de la Pangée au cours d'une succession d'épisodes extensifs. Cette période voit la formation et le remplissage de bassins mésozoïques. Entre le Trias et le Crétacé supérieur, le nord du Maroc est séparé en deux domaines (Figure II.2 ; Jabour et al., 2004 ; Michard et al., 2008 ; Frizon de Lamotte et al., 2009). (i) A l'Est, se trouvait le domaine Thélysien, connecté à la marge

passive de la Téthys. Il comprenait le Centre et l'Est du Haut-Atlas ainsi que le Moyen Atlas. (ii) A l'Ouest se trouvait le domaine Atlantique, ouvert sur l'Atlantique central en expansion. Ces deux domaines étaient séparés par un domaine émergé appelé l'Arche Ouest marocaine ([Figure II.2](#)). Un système en horst-grabbens se forme en périphérie des deux marges passives. Les failles normales qui contrôlent les bassins et la sédimentation n'ont pas les mêmes directions dans les deux domaines, elles sont orientées ENE-WSW dans le Haut Atlas, soit obliques par rapport à la chaîne, et NE-SW dans le Moyen Atlas, c'est à dire parallèle à la chaîne ([Michard et al., 2008](#) , [Frizon de Lamotte et al., 2009](#)).

Cette phase de rifting se termine par une phase de transgression entre le Jurassique supérieur et le Crétacé moyen. Le bassin téthysien devient une zone de transit pour les flux clastiques qui alimentent des dépôts de type flysch le long de la marge téthysienne et dans le domaine rifain. Entre le Lias et le Crétacé inférieur, on enregistre entre 1 250 et 3 235 m de dépôts dans le domaine Atlantique (Essaouira ; [Hafid et al., 2006](#)) et entre 550 et 3 235 m dans le domaine Téthysien (Moyen Atlas ; [Michard et al., 2008](#)).

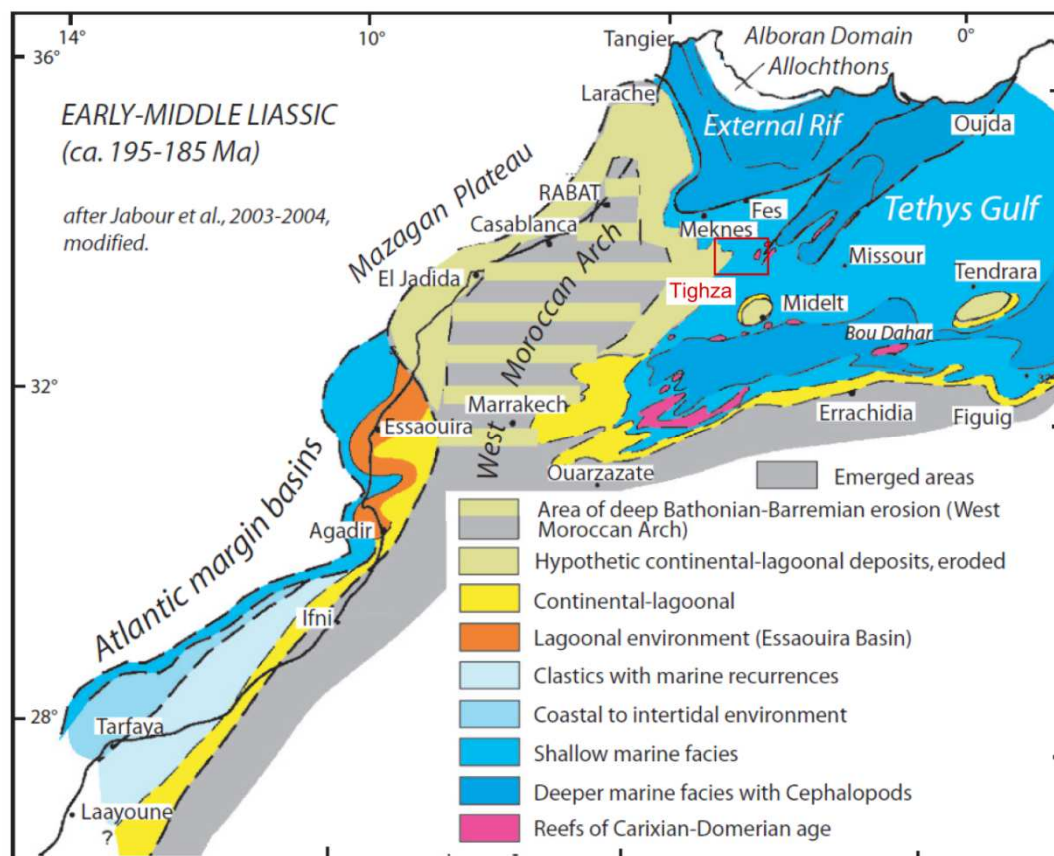


Figure II. 2. Carte paléogéographique du Maroc au Jurassique inférieur, d'après [Michard et al., 2008](#), modifié d'après [Jabour et al., 2004](#).

Deux évènements magmatiques sont enregistrés au Mésozoïque. Le premier évènement se produit entre le Trias et le Lias (200-195 Ma), à la faveur du début du rifting responsable de l'ouverture de l'Atlantique central et de l'Ouest de la Téthys. Cet évènement est à l'origine de la formation de la Province Magmatique de l'Atlantique central (CAMP) qui affecte tout le Maroc de l'Anti-Atlas au Rif. Des trapps basaltiques se déposent dans les bassins du Trias supérieur-Lias inférieur pouvant atteindre 350 m d'épaisseur à 200 Ma (Berkhil et al., 2000 ; Ouarhache et al., 2000 ; Knight et al., 2004, Nomade et al., 2007 ; Verati et al., 2007). La majorité des datations effectuées sur le magmatisme de la CAMP au Maroc indiquent une fenêtre d'environ 1,6 Ma de durée de la phase majeure du volcanisme (90% volume total ; Bertrand et al., 1982 ; Knight et al., 2004 ; Nomade et al., 2007). La seconde phase plus jeune est centrée autour de 197,5 Ma et se reflète par l'activité intrusive régionale qui semble se poursuivre jusqu'à environ 190 Ma (Palfy et al., 2000 ; Nomade et al., 2007). Ces deux évènements s'accompagnent d'altérations hydrothermales (Harmand et Laville, 1983 ; Beraâouz et al., 1994 ; Amrhar et al., 1997 ; Amrhar, 2002)

La période orogénique débute à la fin du Crétacé par une inversion de l'évolution des bassins, due à la convergence de l'Afrique et de l'Europe. Les fractures et failles héritées de l'orogénèse varisque sont réactivées ce qui explique la dominance des directions de déformation NE-SW paléozoïques dans le Haut et le Moyen Atlas (Michard et al., 2008 ; Frizon de Lamotte et al., 2009).

Le Rif correspond à la partie Sud-méditerranéenne de la chaîne alpine. Il est constitué de trois domaines structuraux principaux qui sont : la zone interne, la zone de flyschs et la zone externe (Figure II.4). La zone interne se compose d'unités continentales déplacées vers l'Ouest par l'orogénèse alpine, et recristallisées par du métamorphisme orogénique. La zone de flyschs est un complexe de nappes originaires de l'océan Liguien, qui connectait l'Atlantique central aux océans alpins du Jurassique au Paléogène (Platt et al., 2003, Michard et al., 2008). La suture formée entre l'Oligocène supérieur et le Miocène moyen a généré un empilement de nappes, constituées de sédiments détritiques turbiditiques. Ces nappes prennent leur racine dans la zone interne et s'étendent jusqu'à la zone externe (Frizon de Lamotte et al., 1991). La zone externe est elle même subdivisée en trois sous-domaines (l'Intrarif, le Mésorif et le Prérif) qui correspondent aux domaines de plus en plus proches de la paléomarge africaine (Crespo-Blanc et Frizon de Lamotte, 2006). Chaque sous-domaine présente des unités profondément enracinées et des nappes gravitaires. Des recristallisations métamorphiques à chlorite et serpentinites y

témoignent des conditions de métamorphisme en schiste vert (Chalouan et Michard, 2004 ; Michard et al., 2006 ; Michard et al., 2008).

Le domaine du Rif est bordé au Sud par l'accident Sud rifain qui le sépare du Maroc central (Figure II.1, tracé en vert).

II.2.2 Le magmatisme varisque du Nord marocain

Le magmatisme du Nord du Maroc se met principalement en place au cours de l'orogénèse varisque. Les principaux massifs granitiques formés se trouvent dans le domaine des Mesetas (Figure II.1). L'activité magmatique associée à cet orogénèse se déroule principalement entre 340 et 270 Ma. Trois types d'associations magmatiques péné-contemporaines et polygéniques se mettent alors en place (Gasquet et al., 1996, Figure II.3) : calco-alcaline, subcalcaline et peralumineuse.

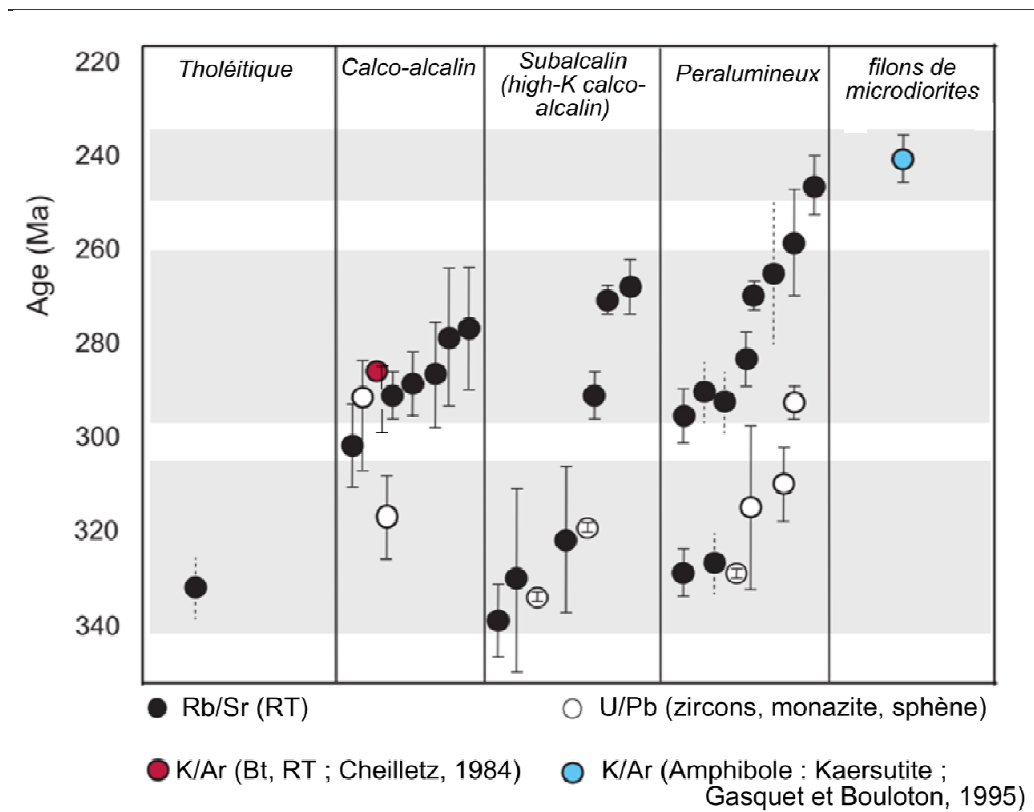


Figure II. 3. Âges des granitoïdes varisques marocains en fonction des différents types de lignées magmatiques. Âges Rb/Sr d'après Tisserant, 1977 ; Rafi, 1988 ; Giuliani et al., 1989 ; Mrini et al., 1992 ; Gasquet et al., 1992 ; Ajaji et al., 1995 ; âges K-Ar (Aouam) d'après Cheilletz et Zimmermann, 1982 ; âges U/Pb (Haute Moulouya) d'après Oukemeni et al., 1995, El Hadi et al., 2006.

L'association calco-alkaline est étendue et de composition métalumineuse (gabbros, diorites, tonalites-granodiorites, monzogranites). Les valeurs isotopiques de Sr et Nd indiquent une source mantellique ou de croûte inférieure ($\epsilon_{Nd} = 6,4$ à $7,4$; $\epsilon_{Sr} = -19$ à -21 , [Gasquet et al., 1996](#)) ;

L'association subalkaline est de faible extension. Elle ne présente pas de termes intermédiaires (monzogabbros, monzogabbros-diorites, leucogranites à biotites \pm amphiboles). Les valeurs isotopiques de Sr et Nd indiquent que cette lignée provient de la croûte inférieure ($\epsilon_{Nd} = 1,7$ à $4,6$; $\epsilon_{Sr} = -13$ à -2 , [Gasquet et al., 1996](#)) ;

L'association peralumineuse est représentée par des leucogranites à deux micas essentiellement. Les valeurs isotopiques de Sr et Nd indiquent une source supracrustale ($\epsilon_{Nd} = 0$ à $-1,5$, $\epsilon_{Sr} = 77$ à 83 ; [Gasquet et al., 1996](#)).

La mise en place de ces granitoïdes s'accompagne spatialement d'un volcanisme localisé ainsi que du dépôt de formations sédimentaires volcanoclastiques. L'origine de la mise en place de ces granitoïdes est décrite par [Gasquet et al. \(1996\)](#) comme suit : « La paléogéographie régionale serait contrôlée par une tectonique transcurrente ou transcurrente-chevauchante. Comme dans la chaîne ouest-européenne, le polymagmatisme d'origine bimodale avec une source crustale, se développerait en liaison avec la montée de magmas mantelliques, induisant l'anatexie d'une croûte hétérogène et/ou litée. La faible extension à l'affleurement des massifs de granitoïdes marocains et l'absence de dômes gneisso-migmatitiques peuvent s'expliquer par une érosion moins importante et/ou par une remontée de socle faible qui limitent l'observation des zones plus profondes et des massifs plutoniques reconnus par gravimétrie ([Van den Bosch, 1981](#)). Cette faible extension du plutonisme peut également résulter soit (1) d'un épaissement crustal moins développé au Maroc que dans les segments ouest-européens, et/ou d'anomalies thermiques d'origine mantellique moins importantes, soit (2) d'une croûte de nature sensiblement différente ».

II.2.3 Métallogénie du Maroc

Le Maroc est un pays minier qui dispose d'une importante variété de gîtes métallifères formés au cours de trois cycles orogéniques successifs : le Panafricain, l'Hercynien-Varisque et l'Alpin (Figure II.5), qui caractérisent les domaines de l'actuel Maroc (Anti-Atlas, chaîne atlasique, Maroc central et Rif). De nombreux gisements ont été exploités à l'antiquité, et plus récemment depuis les années 1920. Certains gisements sont de classe mondiale comme le gisement d'Imiter dans l'Anti-Atlas. Les principaux gisements du Nord du Maroc seront brièvement présentés (carte Figure II.4, frise chronologique Figure II.5).

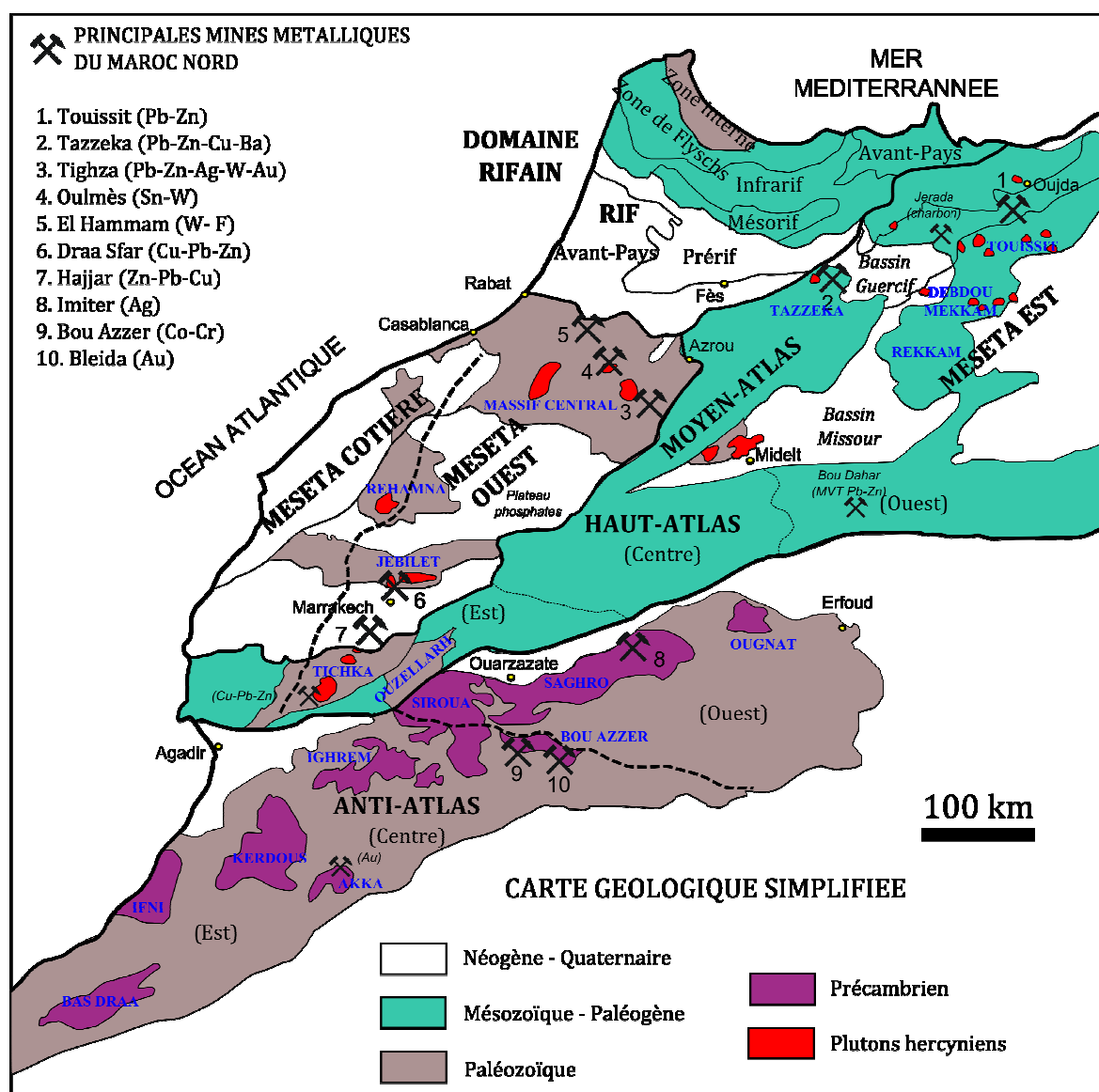


Figure II. 4. Localisation des sites miniers principaux du Nord du Maroc reportés sur une carte géologique simplifiée d'après Saadi, 1982 ; Gasquet et al., 2005 ; Michard et al., 2008-2010.

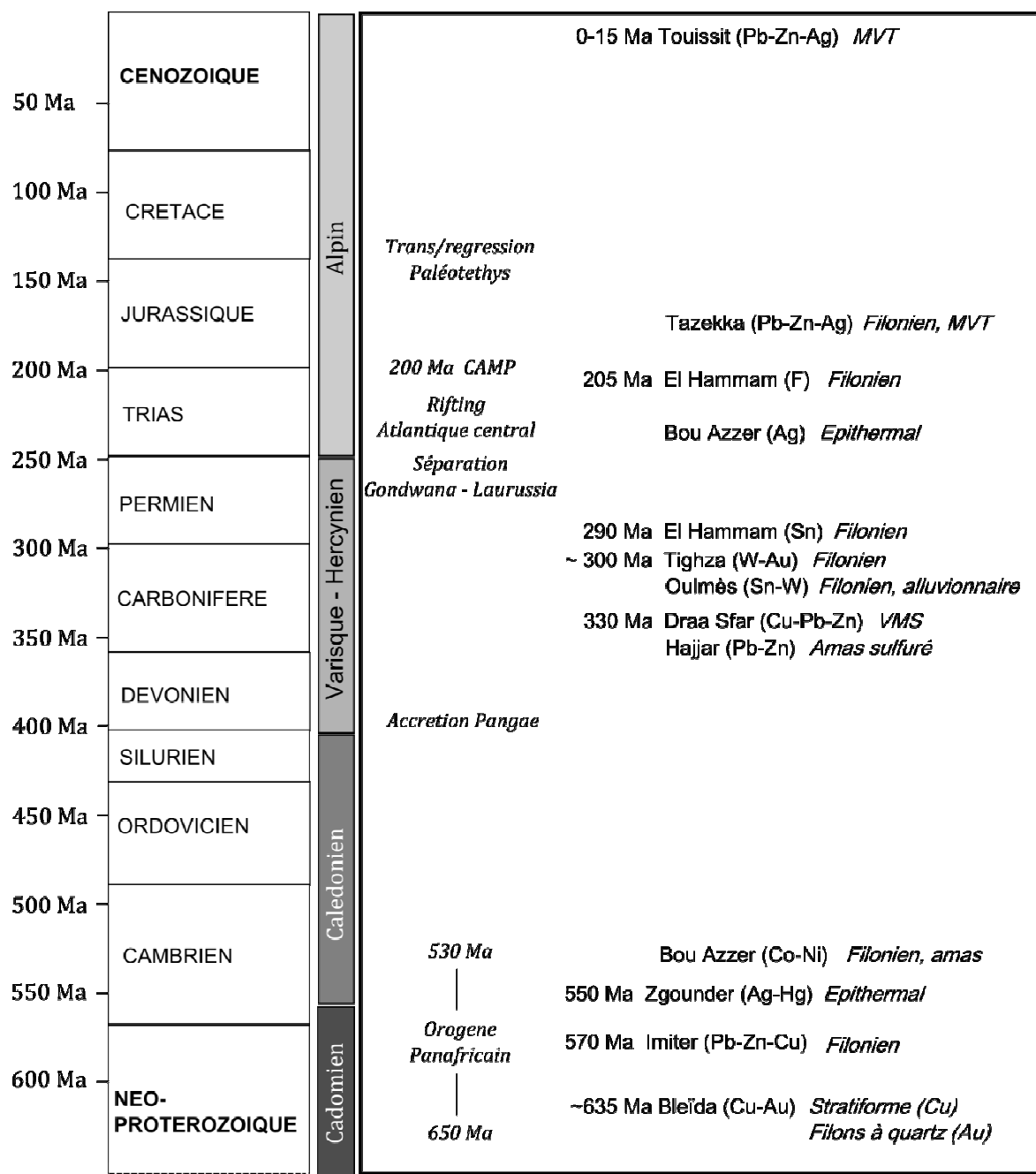


Figure II. 5. Frise chronologique des principaux cycles orogéniques depuis le Néoprotérozoïque, et de la formation des principaux gisements du Nord du Maroc (Bleïda : Chèvremont et al., 2013 ; Imiter : Levresse et al., 2001 ; Cheilletz et al., 2002 ; Zgounder : Marcoux et Wadjinny, 2005 ; Bou Azzer : Maacha et al., 1998 ; Levresse et al., 2001 ; Hajjar et Draa Sfar : Essaifi, 1995 ; Ebbédi et al., 1998 ; Bernard et al., 2008 ; Marcoux et al., 2008 ; Oulmès : Baudin et al., 2001 ; Tighza : Cheilletz, 1984 ; El Hammam : Jebrak, 1994 ; Barodi et Chbihi, 1998 ; Cheilletz et al., 2010 ; Tazekka : Aujjar et Boulègue (1999) ; Aujjar et Norohna, 2011 ; Touissit : Wadjinny et al., 1998 ; Bouabdellah et al., 1999.

II.2.3.1 Métallogénie de l'Anti-Atlas

L'Anti-Atlas, affecté par les cycles Panafricain et Varisque, contient des gîtes importants d'Au, d'Ag et de Co répartis dans deux boutonnières précambriennes : Bou Azzer-El Graara et Saghro ([Figure II.1](#), [figure II.4](#)). La boutonnière panafricaine de Bou Azzer - El Graara comprend les gîtes à Au de Bleïda et à Co de Bou Azzer. La boutonnière du Saghro est l'hôte de l'important gisement argentifère épithermal d'Imiter ([Figure II.4](#)).

Boutonnière panafricaine de Bou Azzer (Bou-Azzer, Bleïda)

La boutonnière de Bou Azzer est constituée d'un socle néoprotérozoïque sur lequel repose une couverture sédimentaire du Paléozoïque inférieur ([Chèvremont et al., 2013](#)). Les formations du Néoprotérozoïque (Tonien à Ediacarien) sont subdivisées en 8 groupes de formations ([Chèvremont et al., 2013](#)) :

- le Groupe de Tachdamt-Bleïda (Tonien supérieur - Cryogénien inférieur) à siltites, grès-quartzites et basaltes ;
- le Groupe de Tichibanine-Ben Lgrad (Cryogénien inférieur) à siltites enclavées dans des granitoïdes ;
- le Groupe de Bou Azzer-El Graara (complexe ophiolitique ; Cryogénien supérieur) à péridotites serpentinisées, filons de microgabbros-dolérites, basaltes et séries volcano-sédimentaires.
- des intrusions dioritiques à granodioritiques (limite Cryogénien-Ediacarien inf)
- le Groupe de Bou Lbarod-louraghene (Ediacarien inférieur) à ignimbrites et andésites contemporaines du Groupe de Tiddiline ;
- le Groupe de Tiddiline (Ediacarien inférieur) à grès et siltites intrudés localement par des rhyolites ;
- le Groupe de Ouarzazate (Ediacarien supérieur) à coulées pyroclastiques d'ignimbrites (dacitique à rhyolitique), tufs, brèches pyroclastiques et dépôts volcano-détritiques. Le sommet de ce groupe présente une alternance de coulées andésitiques et ignimbritiques. Ce groupe recouvre toutes les formations toniennes, cryogéniennes et édiacariennes précédentes.

La couverture sédimentaire et volcano-sédimentaire du Paléozoïque inférieur repose en discordance sur le socle du Néoprotérozoïque. D'une épaisseur pouvant dépasser 1 800 m, elle se décompose en 5 groupes lithostratigraphiques sédimentaires ([Thomas et al., 2004](#) ; [Chèvremont et al., 2013](#)):

- le Groupe de Taroudannt (Néoprotérozoïque terminal - Cambrien basal), qui comprend les formations sédimentaires à grès-dolomies d'Adoudou et de Tikirt dans lesquelles s'intercalent des basaltes et tufs pyroclastiques (Jbel Boho ; [Chèvremont et al., 2013](#)) ;
- le Groupe de Tata (Cambrien inférieur à moyen), qui comprend les formations carbonatées d'Igoudine, d'Amouslek, d'Issafène et les grès de Tazlaft ;
- le Groupe des Feijas Internes (Cambrien moyen), qui consiste en une alternance de grès et de pélites ;
- le Groupe de Tabanite (Cambrien moyen à supérieur), également composé d'une alternance de grès et de pélites ;
- le Groupe des Feijas Externes (Ordovicien inférieur) à grès (formation des Fezouata ; [Chèvremont et al., 2013](#)).

La base de la couverture est composée de grès et conglomérats, puis les séries passent successivement d'un pôle carbonaté à un pôle silico-clastique pur. Cette évolution de la nature des séries reflète un grand cycle transgression-régression entre le Cambrien inférieur et le Cambrien moyen ([Thomas et al., 2004](#) ; [Chèvremont et al., 2013](#)).

Un magmatisme alcalin débute au début du Cambrien (541 ± 6 Ma ; [Chèvremont et al., 2013](#)) pendant le dépôt de la formation d'Adoudou et se poursuit localement pendant le dépôt des Grès de Tikirt, jusqu'à la base de la Formation d'Igoudine ([Chèvremont et al., 2013](#)).

Les minéralisations de la boutonnière précambrienne de Bou Azzer-El Graara sont liées au cycle panafricain. Elles sont de trois types :

- (i) minéralisations à Co-Cr et Au-Cu formées au cours du rifting pré-panafricain (minéralisations Cu et Au de Bleïda dans la plateforme et minéralisations Co-Cr liées aux serpentinites dans le domaine océanique) ;
- (ii) minéralisations à métaux précieux en contexte d'arc magmatique tardi-orogénique (dans l'Anti-Atlas Est, massifs du Saghro et de l'Ougnat ; minéralisations Au-Cu de Tiout et Ag d'Imiter ; [Chèvremont et al., 2013](#)) ;
- (iii) minéralisations de cuivre stratoïde à la base de la transgression cambrienne (Formation d'Adoudou). Pour les minéralisations à métaux précieux et à cuivre stratoïde, l'orogène Varisque a favorisé les remobilisations et reconcentrations.

Le gisement cuprifère de Bleïda (Figure II.4, Mine 10) se situe au niveau de la terminaison Sud-Est de la boutonnière de Bou Azzer-El Graara, dans les formations néoprotérozoïques de plateforme du Groupe de Tachdamt-Bleïda. Les minéralisations cuprifères se mettent en place à la faveur de circulations exhalatives synchrones de la sédimentation. Elles sont de deux types :

(i) Le Type Sud est constitué d'un réseau de veinules anastomosées à la base de l'unité schisteuse du sommet de la série de Bleïda (Billaud, 1977 ; Mouttaqi et Sagon, 1999). Ces minéralisations sont centrées sur des failles NE-SW. Elles sont constituées d'une alternance de bandes à sulfures de cuivre et de bandes stériles ;

(ii) Le Type Nord présente la minéralisation cuprifère la plus riche de Bleïda (Billaud, 1977 ; Mouttaqi et Sagon, 1999). La minéralisation est également centrée sur des failles NE-SW. Le remplissage est composé de bancs de sulfures massifs plus ou moins en alternance avec des lits pélitiques.

Les minéralisations se forment à la faveur de deux systèmes de failles (NE-SW et NW-SE). La paragenèse cuprifère est constituée de chalcocite, bornite, chalcopyrite, carrollite et pyrite.

Les minéralisations cuprifères de Bleïda présentent quelques caractéristiques des minéralisations de type SEDEX, elles se mettent en place en contexte distensif et sont accompagnées d'une activité hydrothermale exhalative (Mouttaqi et Sagon, 1999). Cependant, ces minéralisations sont principalement de type SCD (sediment-hosted stratiform copper deposit ; Mouttaqi et Sagon, 1999). Elles sont encaissées dans une série pélitique qui repose sur des coulées tholéitique, elles présentent une zonation minéralogique tranchée ainsi que des remplacements entre sulfures cuprifères et pyrite. On note la présence de carrollite dans la zone cuprifère (Mouttaqi et Sagon, 1999), les teneurs en argent augmentent depuis la zone pyriteuse vers la zone cuprifère.

Les minéralisations cuprifères de Bleïda se distinguent des gisements classiques de type SCD car les minéralisations apparaissent à différents niveaux de la série dans laquelle elles sont encaissées (Mouttaqi et Sagon, 1999), les teneurs sont élevées en Cu (entre 2% pour les minéralisations du Type Sud, et 9% pour le Type Nord, Billaud, 1977), le gisement de Bleïda ne présente pas de faciès évaporitique susceptible d'être à l'origine des saumures qui lessivent et transportent habituellement le cuivre dans les gisements de type SCD et les minéralisations cuprifères sont en lien étroit avec des failles syn-sédimentaires. Ces failles ont drainé les solutions hydrothermales porteuses du cuivre. Dans un gisement de type SCD, les solutions circulent généralement à travers des

couches poreuses à la base des formations dans lesquelles se déposent les minéralisations (Brown, 1997).

Le gîte aurifère de Bleïda (Figure II.4, Mine 10) se trouve au Sud-Est de la boutonnière panafricaine de Bou Azzer-El Graara. La minéralisation aurifère de Bleïda est encaissée dans les formations du Groupe de Tachdamt-Bleïda. La minéralisation se met en place dans un système épithermal, en contexte tectono-distensif, dans des conditions de température et pression décroissantes (Barakat et al., 2002). Les occurrences aurifères apparaissent dans un couloir tectonique de 6 km de long et 1,5 km de large, limité par des failles senestres majeures d'orientation $N90 \pm 20^\circ E$. Ce couloir de cisaillement met en place des lentilles minéralisées orientées $N50^\circ E$ à $N80^\circ E$, qui correspondent à des joints de tension associés aux failles senestres sub-E-W.

La formation de ces lentilles minéralisées s'effectue en trois étapes. (i) la première est la formation des fentes de tension $N50-80^\circ E$ à quartz. (ii) la seconde est une réouverture des lentilles accompagnée d'un remplissage à quartz, chlorite et hématite. (iii) la dernière est l'étape de dépôt de la minéralisation dans une paragenèse à or natif, bismuth, galène, bismuthinite et chlorite. Les deux premières étapes sont réalisées sous des conditions de pression-température de $300 \pm 30^\circ C$, et 50 ± 20 MPa (Bakarati et al., 2002). La dernière étape de minéralisation s'effectue à la faveur de la percolation de fluides aqueux à faible salinité, sous des conditions de pression-température plus faibles ($175-200^\circ C$, 2-4 MPa, Barakat et al., 2002).

Le remplissage des fentes de tension s'accompagne d'une altération hydrothermale responsable de la silicification des roches qui encaissent les lentilles minéralisées, d'une chloritisation et carbonatation tardive ainsi que d'une hématisation du couloir de cisaillement (Leblanc et Moussine-Pouchkine, 1994 ; Barakat et al., 2002 ; Inglis et al., 2004).

Le gisement à Co-Ni-Ag de Bou Azzer (Figure II.4, Mine 9) est localisé à l'extrémité NW de la boutonnière panafricaine de Bou Azzer - El Graara au SE de Ouarzazate.

Les minéralisations cobaltifères de Bou Azzer se distribuent selon deux morphologies principales (Maacha et al., 1998) :

- 1- en filons recoupant le contact NW-SE entre la serpentinite du Groupe de Bou Azzer - El Graara et les roches effusives du Groupe de Ouarzazate,
- 2- en amas allongés parallèlement à ce même contact.

Les minéralisations se distribuent dans quatre directions principales : E-W, NW-SE, N-S et NE-SW. Ces directions témoignent d'une tectonique polyphasée en 4 phases et d'un changement du régime des contraintes (Maacha et al., 1998).

La première phase se produit au cours de l'orogénèse Panafricaine. Cette phase est caractérisée par un régime compressif de direction N60°E et met en place des structures décrochantes NE-SW dextres et E-W senestres.

La seconde phase est tardi-panafricaine. Elle s'accompagne du dépôt des formations de l'Adoudounien en contexte de transtension, contrôlé par des fractures décrochantes de direction ESE-WNW. La datation de la brannérite de gangue des minéralisations cobaltifères place l'évènement minéralisateur à 550 Ma ([En-Naciri et al., 1997](#)).

La troisième phase est varisque. C'est une phase compressive de contrainte principale de direction N-S à N30°E. Elle permet la réactivation et la réouverture des structures précédentes ainsi que la mise en place d'un réseau filonien à remplissage quartzique et carbonaté.

La dernière phase est compressive de contrainte principale ENE-WSW. Elle réactive les structures antérieures et favorise la mise en place de failles inverses N20°E ([Maacha et al., 1998](#)). La paragenèse est dominée par des arséniures et sulfoarséniures de Co avec de moindres quantités de skuttérodite nickélifères et d'arséniures nickélifères.

Selon le modèle hydrothermal de [Maacha et al. \(1998\)](#), les métaux et en particulier le Co et le Ni proviennent du lessivage des serpentinites. Le mélange du fluide de lessivage, enrichi en métaux, avec un fluide marin exogène riche en chlorures (25 à 38 % NaCl+CaCl₂) ([Maacha et al., 1998](#)) a favorisé la précipitation des minéralisations au contact entre les serpentines et les diorites quartziques ou volcanites felsiques édiacariennes.

Le district de Bou Azzer comprend également des minéralisations épithermales argentifères de même nature que celles du district d'Imiter. Ce gisement est très similaire au gisement d'Imiter à ceci-près qu'il se forme plus tard, pendant les phases précoces de rifting de l'Atlantique ([Leblanc et Lbouabi, 1988](#) ; [Levresse et al., 2001](#) ; [Essaraj et al., 2005](#) ; [Ahmed et al., 2009](#) ; [El Hadi et al., 2010](#)).

Boutonnière du Saghro (Imiter)

Le massif du Saghro est situé à l'Est de Ouarzazate, au Nord de l'Anti-Atlas Ouest ([Figure II.1, figure II.4](#)). Ce massif, allongé NE-SW, se décompose en deux complexes lithologiques : le complexe inférieur et le complexe supérieur ([Levresse et al., 2001](#)).

Le complexe inférieur présente des séries du Précambrien composées de méta-sédiments silico-clastiques et d'intrusions de diorites et granodiorites d'affinité calco-alcaline potassique ([Levresse et al., 2001](#)). La série sédimentaire est composée à sa

base de niveaux pélitiques alternés avec des niveaux gréseux (Ouguir et al., 1996), et à son sommet de pélites noires riches en matière organique (Pasava, 1994).

Le complexe supérieur constitue l'essentiel des reliefs entourant la boutonnière d'Imlil (Levresse et al., 2001). Ce complexe est discordant sur le complexe inférieur. Il consiste en un empilement subtabulaire à pendage Nord. Les roches qui le compose sont des laves, des épicrostites, et des volcano-clastites andésitiques à rhyolitiques. La base de cette formation est principalement composée de conglomérats de nature variée (plutonique, volcanique et sédimentaire, Levresse et al., 2001). Le sommet de cette formation est constitué d'épanchements à andésites ou ignimbrites et de dykes de même nature, datés à 550 ± 3 Ma (Levresse et al., 2001).

Le massif du Saghro a enregistré deux épisodes de déformation qui n'ont affecté que le complexe inférieur. Le premier épisode est transpressif de direction de raccourcissement NW-SE à WNW-ESE (Levresse et al., 2001 ; Tuduri, 2005). Cet épisode forme des couloirs décrochant dextres de direction N60°E à N90°E, des plis kilométriques en échelons et une schistosité S1. Le magmatisme calco-alcalin potassique est synchrone avec cet épisode. Le second épisode est responsable de la formation d'une seconde schistosité (S2) et des plis d'entraînement contrôlés par un cisaillement dextre de direction N70°E. Ce second épisode résulte d'un raccourcissement de même direction que le premier épisode, à savoir NW-SE à WNW-ESE (Levresse et al., 2001 ; Tuduri, 2005).

Le gîte épithermal argentifère d'Imlil (Figure II.4, Mine 8) est localisé à l'interface entre les séries sédimentaires du Néoprotérozoïque moyen et les séries volcaniques du Néoprotérozoïque supérieur. La formation du gisement est amorcée par la formation d'un faisceau de failles distensives décrochantes au Néoprotérozoïque supérieur.

Un premier régime tectonique distensif de direction N-S à NNW-SSE permet la mise en place des minéralisations argentifères (Levresse et al., 2001). La tectonique extensive est responsable de la rupture de la lithosphère et permet des remontées mantelliques de magma riche en argent et en soufre. L'extension est également responsable de la formation de pièges pour l'argent (Levresse et al., 2004). Le gîte d'Imlil est encaissé dans des black shales et des volcanites.

Les minéralisations argentifères sont génétiquement liées à des dykes et dômes felsiques datés à 550 Ma (U/Pb sur zircons, Levresse et al., 2001). Elles se mettent en place à la faveur de deux événements :

(i) Le premier évènement est mineur. Il permet surtout la concentration hydrothermale de métaux de base (Pb-Zn-Cu) en association avec une intrusion calco-alcaline granodioritique datée à 572 ± 5 Ma (U-Pb sur zircon, [Levresse et al., 2001](#) ; [Levresse et al., 2004](#)). L'intrusion fournit la chaleur et une partie des fluides et métaux. Les minéralisations se mettent en place dans les fissures pendant la déformation. Des sulfures à métaux de base (pyrite, arsénopyrite, chalcoppyrite, galène, cuivre-gris, sphalérite) se déposent dans des veines de quartz ([Levresse et al., 2001](#) ; [Cheilletz et al., 2002](#) ; [Tuduri 2005](#))

(ii) Le second épisode est responsable du développement du dépôt épithermal argentifère. Il est lié principalement à un volcanisme rhyolitique daté à 550 Ma (U-Pb sur zircon, [Levresse et al., 2001](#)). Les fluides minéralisateurs sont hypogènes, à forte salinité (50-100 % CO₂, 23-36 % H₂S, 24-48 % N₂, [Henley, 1985](#)).

La minéralisation est variée car le dépôt est polyphasé, caractérisé notamment par un changement de la nature de la gangue (quartz puis dolomite). La première phase, portée par une gangue de quartz, est caractérisée par des stockworks quartzeux à amalgame Ag-Hg (20% Hg), des sulfosels, de l'arsénopyrite, de la pyrite, de la galène, de la sphalérite, et de la chalcoppyrite. La seconde phase présente une paragenèse à gangue de dolomite accompagnée par des sulfosels, un amalgame Ag-Hg (35 % Hg), de l'arsénopyrite, des sulfo-arséniures de Co, de la pyrite, de l'argentite, de la galène, de la sphalérite et de la chalcoppyrite. Cette seconde phase voit ses teneurs en Hg, Co, Ni et Ag augmenter par rapport à la première phase. Les sulfures à métaux de base y sont plus abondants que dans la phase à quartz ([Levresse et al., 2001](#) ; [Cheilletz et al., 2002](#) ; [Tuduri, 2005](#)).

II.2.3.2 Métallogénie du domaine des Mesetas

Le domaine des Mesetas est affecté et structuré principalement au cours des cycles orogéniques Varisque, et Alpin et pendant le rifting de l'Atlantique central. C'est un domaine constitué de boutonnières Paléozoïques encadrées par des séries Cénozoïques à Quaternaires.

Ce domaine présente des occurrences de gîtes à (Cu)-W-Pb-Zn-F-(Ag) réparties dans les Meseta orientale et occidentale. Dans la Meseta occidentale, les minéralisations se retrouvent majoritairement au Sud, dans la province de Marrakech entre les massifs de Jebilet et de Guemassa, et également au Nord, dans le Massif Central avec les gisements d'El Hammam, d'Oulmès et de Tighza. Dans la Meseta orientale, deux provinces

majeures se distinguent, la province de Tazekka à l'Ouest et la province de Touissit à la frontière maroco-algérienne à l'Est ([Figure II.1](#), [figure II.4](#)).

Province de Marrakech (Draa Sfar, Hajjar)

Le Massif des Jebilets se décompose d'Ouest en Est en 3 parties.

La partie Ouest du massif des Jebilets est formée de séries non métamorphisées du Cambrien à l'Ordovicien. Ces formations sont recoupées par des failles kilométriques N-S. La frontière Est des Jebilets occidentales présente des dépôts conglomératiques continentaux discordants sur la séquence plissée du Cambrien-Ordovicien ([Essamoud et Cornel, 1998](#)). La partie Ouest des Jebilets est délimitée de la partie centrale par un contact anormal cisailant de direction NNE-SSW qui fait chevaucher la partie centrale sur la partie Ouest du massif des Jebilets ([Huvelin, 1977](#), [Michard et al., 2008](#)).

La partie centrale du massif des Jebilets est constituée des schistes de Sarhlef, peu métamorphisés. La formation de Sarhlef dérive de dépôts de shales sur une plateforme anoxique ([Essaifi et Hibti, 2008](#)). La formation de Sarhlef a été datée localement au Viséen supérieur-Namurien ([Essaifi et al., 2003](#)). C'est dans cette partie du massif des Jebilets que se trouvent les dépôts massifs de sulfures et les intrusions plutoniques bimodales acides et basiques ([Essaifi et al., 2003](#)).

La partie Est du massif des Jebilets est composée la formation de Kharrouba, constituée de métasédiments métamorphisés à olistostromes. On retrouve également des nappes gravitaires des séries de l'Ordovicien-Dévonien. Les parties centrale et l'Est du massif des Jebilets sont séparées par la zone cisailante senestre de Marrakech de direction NNW-SSE ([Essaifi et Hibti, 2008](#)). Cette zone cisailante sépare les formations de Sahrlef au centre et celles de Kharrouba à l'Est. Deux plutons de granodiorite à cordiérite, datés à 330 Ma ([Mrini et al., 1992](#) ; [Essaifi et al., 2003](#) ; [Marcoux et al., 2008](#)), affleurent le long de ce décrochement NNW-SSE.

Le gisement de Draa Sfar Cu-Pb-Zn ([Figure II.4](#), mine 6) est encaissé dans les séries de Sarhlef, dans la partie centrale du massif des Jebilets. Les minéralisations sont parallèles aux structures régionales (plis, schistosité) entre NNE-SSW et ENE-WSW. Les corps minéralisés apparaissent à une distance relativement constante de 1 à 1,5 km des intrusions bimodales, parallèlement à celles-ci ([Bernard et al., 1988](#)). La minéralisation est répartie entre deux corps principaux allongés selon un axe NE-SW à N-S : (i) Tazakourt au Sud, riche en Zn (8 à 9 % Zn, 1 à 2% Pb, 0,3% Cu ; [Belkabir et al., 2008](#)), qui s'étend sur 1 km selon la direction N-S et (ii) Sidi M'Barek au Nord, qui consiste en deux lentilles

parallèles, l'une riche en zinc (6 à 7 % Zn, 0,3 % Cu, <1% Pb) et l'autre riche en cuivre (2 à 3 % Cu, < 1% Zn, <1% Pb, 600 à 700 ppm Co ; [Belkabir et al., 2008](#)).

La paragenèse minérale est composée de pyrrhotite (70 à 95% des sulfures totaux), de sphalérite ferreuse (1 à 5%), de galène (0,5 à 4%) et de chalcopryrite (1 à 3%) excepté pour la lentille cuprifère de M'Barek où les teneurs en chalcopryrite sont de l'ordre de 15% en moyenne ([Marcoux et al., 2008](#)).

Draa Sfar est un gisement de type SMV dans lequel les métaux sont transportés par des fluides hydrothermaux acides. Ces fluides sont dérivés de l'interaction d'une eau marine avec des sédiments et dans une moindre mesure, avec des roches volcaniques. Ces fluides ont été mis en mouvement vers 330 Ma par des cellules convectives initiées par un rifting et du volcanisme localisé ([Marcoux et al., 2008](#)).

Le gisement d'Hajjar Pb-Zn (Figure 1.4, mine 7) est localisé dans la boutonnière paléozoïque de Guemassa. C'est un gisement sulfuré métamorphisé encaissé dans des séries volcano-sédimentaires du Viséen-Namurien ([Hibti et al., 1999](#)).

Ces séries se distinguent verticalement en deux unités principales. (i) L'unité basale fait environ 200 m d'épaisseur. Elle est constituée d'une alternance schisto-gréseuse et pyroclastique dans laquelle s'intercalent des brèches volcaniques centimétriques à métriques. Cette unité est interstratifiée avec des laves rhyolitiques massives ([Eddebbi et al., 1998](#) ; [Hibti et al., 1999](#)). (ii) L'unité sommitale fait 150 à 200 m d'épaisseur. Elle est composée de siltites et de grès intercalés avec des niveaux calcaires à entroques. Des faciès volcaniques et volcano-clastiques apparaissent en particulier à l'Est du gisement.

Les formations sont affectées par deux épisodes de déformation successifs.

Le premier épisode consiste en une déformation syn-sédimentaire. Il permet la formation de failles de direction NE-SW dominantes, NW-SE et E-W. Les failles NE-SW ont un jeu normal à vergence NW.

Le second épisode est responsable d'une déformation synschisteuse. Elle est caractérisée par la mise en place de plis, d'une schistosité de plan axial NW-SE à NNW-SSE et de zones de cisaillement NW-SE et NE-SW. Les failles NE-SW synsédimentaires ont par la suite joué en décrochements senestre tandis que les failles NW-SE synsédimentaires ont joué en chevauchements.

L'amas minéralisé d'Hajjar est localisé entre ces deux unités. Il est découpé en deux compartiments Est et Ouest.

La minéralisation se présente sous la forme d'une lentille au pendage de 50°NE, affectée par le plissement NW-SE. Le sommet de l'amas d'Hajjar est constitué d'un chapeau de fer à carbonate de plomb. Sous ce chapeau de fer se trouve une zone de cémentation riche

en cuivre, mise en place par l'altération supergène. Les teneurs en cuivres diminuent à mesure que l'on descend dans cette zone de cémentation (Ebbédi et al., 1998).

Entre cette zone et le chapeau de fer se trouve un niveau centimétrique riche en galène. Entre la zone de cémentation et le protore sous-jacent se trouve un niveau à pyrite secondaire en « bird eyes » (Ebbédi et al., 1998). Au mur de la minéralisation se trouve un stockwork enraciné dans des failles NE. Ce stockwork est majoritairement rempli par de la pyrrhotite, de la pyrite et de la chalcopryrite, mais présente de faibles quantités de galène et sphalérite. Le bloc Ouest de l'amas minéralisé est riche en chalcopryrite et s'enrichi latéralement en galène, sphalérite et chalcopryrite (Eddebbi et al., 1998).

Cette minéralisation est associée aux minéralisations de Draa Sfar (Essaifi, 1995). La minéralisation d'Hajjar se met en place en contexte distensif contrôlé en partie par des failles NE-SW et NW-SE. L'amas d'Hajjar est localisé au toit d'une importante série volcano-sédimentaire. Des mouvements normaux le long des failles NE-SW ont compartimenté la minéralisation (Eddebbi et al., 1998).

Postérieurement à la mise en place de la minéralisation, le terrain a été affecté par un épisode de déformation ductile synschisteuse varisque. Cette déformation est responsable de la mise en place de plis, d'une schistosité NW-SE et de cisaillements ductiles NE-SW (Eddebbi et al., 1998). Les fluides hydrothermaux minéralisateurs ont circulé le long des fractures et ont fortement chloritisé le mur de la minéralisation et le toit de la minéralisation est séricitisé.

District d'Oulmès

Le district d'Oulmès est situé dans le massif central, autour du massif granitique d'Oulmès à moins de 100km à l'Ouest d'Azrou (Figure II.4, mine 4).

Il existe deux types de minéralisations à Oulmès, en étain et en tungstène, associées spatialement et génétiquement au massif granitique d'Oulmès. Les minéralisations stannifères (Sn) sont localisées dans le massif granitique tandis que les minéralisations tungsténifères (W) se trouvent au toit du massif (Termier et al., 1950).

Les minéralisations en Sn (Be) d'Oulmès se répartissent en faisceaux de filons à quartz minéralisés, en placers alluvionnaires et en placers éluvionnaires (Baudin et al., 2001).

Le massif granitique d'Oulmès est situé au centre du massif central (Figure II.1 et figure II.5), dans l'anticlinal de Khouribga-Oulmès (Tahiri, 1994). Ce massif, allongé selon une direction NE-SW, est intrusif dans des formations métasédimentaires du Cambrien à l'Ordovicien (Tahiri et al., 2007). Les formations encaissantes sont affectées par une

phase de déformation majeure qui développe une schistosité pénétrative dans les roches argileuses (clivage ardoisier), et des plis régionaux NNE-SSW synschisteux (Tahiri et al., 2007). Le massif granitique se met en place à la fin du Carbonifère, vers 300 Ma, pendant la compression varisque (Mrini et al., 1992 ; Baudin et al., 2001 ; Tahiri et al., 2007). L'intrusion magmatique s'accompagne d'une auréole de métamorphisme thermal.

La minéralisation filonienne est répartie en essaims de filons intragranitiques au NE du massif (Tafer el Haj), au SW du massif (Boulache) et au NW du massif (Aklaye ; Baudin et al., 2001). Il s'agit de filons à quartz, longs de 2 km et large de 500 m dont l'orientation dominante est E-W. Ils sont encaissés par les schistes, dans l'auréole de métamorphisme ou dans le granite. La paragenèse comprend majoritairement de la cassiérite et de la muscovite, mais peut également contenir de la tourmaline noire et du béryl. Les concentrations maximales de minerais se trouvent aux épontes et aux terminaisons des filons (Tahiri, 1994 ; Baudin et al., 2001).

Le gisement se forme lors de la mise en place du massif granitique d'Oulmès, vers 300 Ma, à la faveur de circulations hydrothermales mésothermales (Tahiri et al., 2011). Un premier fluide hydrothermal magmatique précocé (560 - 475 °C et 2 kbar ; Blamart et al., 1992) est responsable de la cristallisation de Tourmaline. Un second fluide météorique (450 °C et 1,3 kbar ; Blamart et al., 1992) met en place une association à cassiérite, muscovite et béryl. Le Be représente environ 1 % des rejets après traitement du minerais de Sn.

Les minéralisations en W d'Oulmès sont situées au Sud massif granitique, sur le plateau de Zguit (Baudin et al., 2001). Les minéralisations se répartissent dans une dizaine de filons subparallèles discontinus orientés NW-SE (Andritsky et Anguermeir, 1975 ; El Maghraoui 1976 ; Baudin et al., 2001). Espacés de 200 à 500 m les uns des autres, le plus grand filon atteint 2,7 km de longueur. Leur puissance varie entre 0,5 et 3 m.

Les filons sont encaissés dans les schistes métamorphisés de l'auréole de contact ou dans le granite. La paragenèse comporte du quartz, de la wolframite, de la scheelite primaire et secondaire. On peut trouver également de la fluorine, de la pyrite, de la chalcoppyrite, de la galène, de la molybdénite et de la cassiérite (Andritsky et Anguermeir, 1975 ; Baudin et al., 2001).

District d'El Hammam-Achmach

Le district d'El Hammam est situé au Nord-Est du massif granitique d'Oulmès ([Figure II.4](#), mine 5). Ce district comprend deux types de minéralisations : les minéralisations à Sn-Au d'Achmach, et les minéralisations à fluorine d'El Hammam ([Izart et al., 2001](#)). Les minéralisations d'El Hammam-Achmach sont localisées au toit d'un monzogranite, dans des séries plissées du Paléozoïque.

Les minéralisations d'Achmach (Sn-Au) apparaissent dans une zone de 8 km de long, allongée selon une direction NNE-SSW, dans laquelle se trouve un système de filons majeurs N70°E, et de filons secondaires N30°E. Les filons ont un remplissage bréchique à éléments d'encaissants (grès et pélites) cimentés par du quartz et de la tourmaline ([Barodi et Chbihi, 1998](#)). La paragenèse comporte également de la cassitérite, de la pyrrhotite, de la pyrite, de la chalcoppyrite, du cuivre gris, de la fluorine et de la stannite. L'or apparaît dans des filons à quartz. Un corps plutonique a été mis en évidence par gravimétrie et résistivité électrique sous le district minéralisé d'Achmach. Il est interprété comme l'extension en profondeur du granite d'El Hammam ([Barodi et Chbihi, 1998](#)).

On notera également la présence de skarns (non économiquement exploitables) à tungstène et étain dans l'auréole de contact du granite. Ces skarns sont encaissés dans les calcaires du Dévonien-Viséen. Les skarns à tungstène comportent de la pyroxénite à scheelite et les skarns à étain contiennent de la pyroxénite et de la grenatite à étain ([Izart et al., 2001](#)).

Les minéralisations à fluorine d'El Hammam apparaissent dans un faisceau de lentilles à calcite et fluorine de direction N40 à 50°E. Les lentilles sont longues de 70 à 100 m et peuvent atteindre 2 à 4 m de large. Elles sont situées dans une zone de cisaillement dextre et limitées par des failles N 30°E ([Jébrak, 1984](#)). Les fractures dans lesquelles apparaissent les minéralisations sont parallèles aux strates sédimentaires. Une faille normale post-orogénique est localisée entre le granite affleurant et le granite subsurface ([Mouttaqi et al., 2011](#)).

Les filons à fluorine se répartissent en trois familles principales ([Jébrak, 1994](#)) :

- La première famille comprend le grand filon d'El Hammam, ses filons satellites et des filons secondaires. Les filons sont encaissés dans des calc-schistes du Viséen supérieur. La fluorine y est massive, en association avec la calcite. Ces filons sont contemporains d'un jeu dextre NE-SW.

- La seconde famille se répartie autour de la premier. Elle comprend des dizaines de filons d'importance variable. La paragenèse est à fluorine rubanée, sans calcite.
- La troisième faille est un stockwork dense accompagné de lentilles au plus métriques. Les structures sont orientées N45°E et N110°E. Cette famille est encaissée dans des filons de microgranites uniquement.

La paragenèse générale est à fluorine, calcite et s'accompagne de sulfures (pyrrhotite, pyrite, chalcopryrite, galène et sphalérite) et de quartz. Le fluide minéralisateur avait une température de 170°C et circulait à une pression minimum de 400 bar ([Jébrak, 1982](#)).

La genèse des minéralisations du district d'El Hammam-Achmach commence par la mise en place, vers 300 Ma, des minéralisations stannifères portées par des fluides accompagnant une intrusion granitique ([Barodi et Chbiti, 1998](#)). Les fluides hydrothermaux magmatiques empruntent les fractures de la zone de cisaillement de Smaala-Oulmès tardi-varisque ([figure II.5](#)) et dépose la cassiérite dans des fractures N70°E et N30°E. Jusqu'à récemment, les minéralisations à fluorine étaient considérées comme issues d'un événement hydrothermal mésothermal associé à l'intrusion du granite ([Jebrak et al., 1988](#) ; [Chbihi et Gmira, 1998](#)). De nouvelles données remettent en question ce modèle. En effet, la minéralisation à fluorine a été datée à 205 ± 1 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur feldspath ; [Cheilletz et al., 2010](#)). Un nouveau modèle a été proposé dans lequel les minéralisations à fluorine sont liées au développement des bassins du Trias-Jurassique et au magmatisme anorogénique basaltique (CAMP). Dans ce modèle, le fluor provient du lessivage des roches magmatiques et métamorphiques du socle faillé en extension.

District de Tazekka

Le gîte à Pb-Zn-(Cu)-Ba de Tazekka se trouve à l'extrémité Nord de la chaîne du Moyen Atlas, au Nord Est du Maroc ([Figure II.4](#), mine 2).

Le socle est constitué de schistes épimétamorphiques de l'Ordovicien inférieur et de séries volcano-sédimentaires du Viséen supérieur-Namurien. Ces formations sont recoupées par des stocks magmatiques tardi-varisques de granite et microdiorite autour desquels s'étend une auréole de métamorphisme de contact ([Auajjar et Boulègue, 1999](#)).

Les formations paléozoïques se sont structurées au cours de deux événements tectono-métamorphiques cassants. La première phase est intraviséenne, et la seconde phase, post-westphalienne est à caractère cassant ([Hoepffner, 1987](#)).

Le socle est recouvert d'une couverture sédimentaire composée de formations mésozoïques du Trias à l'Aaleno-Bajocien. Le Trias est composé de deux séries

d'argilites rouges entrecoupées par un complexe volcanique doléritique du Trias supérieur. Au dessus du Trias repose en discordance le Lias inférieur, qui se décompose en trois séries. (i) La série inférieure est constituée de dolomies fines et sombres. Le paléorelief sur lequel le Lias se dépose en discordance permet le développement de karsts, offrant des pièges à la minéralisation. (ii) La série moyenne est une répétition de la séquence : brèche dolomitique, dolomies à laminites, dolomies cristallines. Les dolomies cristallines sont composées de dolomies spathiques blanches recristallisées. Ces dolomies sont postérieures à la minéralisation. (iii) La série supérieure est formée de calcaires Lotharingien. Le Lias moyen est composé d'une formation calco-marneuse et le Lias supérieur est constitué d'une formation marneuse.

La couverture Mésozoïque est recoupée par des failles inverses NNE-SSW à NE-SW associées à des fronts de chevauchement ([Robillard, 1981](#)). La plateforme liasique est scindée en deux compartiments Est et Ouest de paléogéographie différente par l'accident majeur Nord moyen-atlasique.

Les minéralisations de Tazekka sont de deux types, elles apparaissent sous forme de filons dans les séries volcano-sédimentaires du Viséen-Namurien du socle Paléozoïque et sous la forme l'amas stratiforme de type MVT dans la couverture liasique. Les filons de socle se distribuent selon deux directions principales : NE-SW à NNE-SSW et E-W. L'extension horizontale de ces filons varie de 150 à 3 400 m mais seuls les filons de direction E-W présentent une extension horizontale supérieure au kilomètre. Un des filons E-W recoupe un dyke microdioritique daté à 325 Ma ([Hoepffner, 1987](#) ; [Chalot-Prat, 1990](#) ; [Auajjar et Boulègue, 1999](#)). La paragenèse de ces filons est composée de quartz, galène, sphalérite, pyrite, chalcopryite, cuivre gris et barytine. Certains filons oxydés développent de la malachite et de la pyromorphite. Les filons présentent des remplissages aux textures d'ouverture (texture en peigne, cocarde, rubanements, géodes, brèches d'extension, [Auajjar et Boulègue, 1999](#)).

La minéralisation en amas encaissée dans la couverture Mésozoïque diffère selon qu'elle se situe dans le compartiment Ouest ou Est. A l'Ouest, la minéralisation est stratiforme dans les dolomies cristallisées, le long du contact discordant entre le Lias inférieur dolomitique et le Trias. Les gîtes sont orientés NE-SW près de l'accident majeur Nord moyen-atlasique. A l'Est, les minéralisations se présentent sous la forme d'amas calaminaires sécants dans les calcaires du Lotharingien et sous la forme d'amas ferrifères au contact entre le Lias inférieur et le Trias. Les dépôts sont antérieurs à la dernière phase de recristallisation de la dolomie ([Auajjar et Boulègue, 1999, 2002](#) ; [Aujjar et Norohna, 2011](#)).

Province de Touissit

Les minéralisations de Touissit Pb-Zn-Ag sont localisées dans la partie centrale de la chaîne des horsts ([Figure II.4](#), mine 1). La chaîne est allongée selon un axe NE-SW sur 130 km de long, entre Taourirt au Maroc et Tlemcen en Algérie. La chaîne des horsts a été affectée par une tectonique cassante. La chaîne est bordée par deux effondrements au Nord et au Sud. Les failles bordières des horsts et grabbens sont de direction ENE-WSW ([Michard et al., 2008](#)). C'est dans cette direction que s'alignent les corps minéralisés. Des fractures de direction NW-SE découpent des structures en panneaux. Ces failles contrôlent parfois les corps minéralisés. Les grabbens sont dissymétriques, ils se ferment à l'Ouest et s'évasent à l'Est ([Wadjinny et al., 1998](#)). Les amas minéralisés sont orientés selon ces directions structurales majeures ENE-WSW et NW-SE.

Au Trias, la paléogéographie du district consiste en un môle orienté NE-SW jusqu'à l'Aaléno-Bajocien. Des formations transgressives viennent alors ennoyer la majorité des reliefs. Au Bajocien, la sédimentation détritique reprend dans le bassin ce qui indique une érosion des terres émergées. Au Callovien, les apports terrigènes et la sédimentation argileuse indiquent un éloignement des rivages ([Wadjinny et al., 1998](#)).

Les minéralisations se présentent sous la forme d'amas stratoïdes encaissés dans les dolomies de l'Aaléno-Bajocien, sous une formation grésopélique du Bathonien. Les amas sont interstratifiés dans les joints ou cavités de dissolution horizontales ou verticales. Les remplissages horizontaux présentent des minéralisations massives. Les corps minéralisés forment des amas allongés sur quelques centaines de mètres et d'extension latérale de plusieurs dizaines de mètres. Les remplissages verticaux présentent des blocs minéralisés noyés dans des dépôts intrakarstiques. L'extension verticale de ces corps est plurimétrique mais de faible extension latérale.

Les minéralisations forment deux faisceaux parallèles, un faisceau Nord qui regroupe les gisements de Bou Beker, Touissit (et El Abed en Algérie) et un faisceau Sud qui contient les gisements de Beddiane, Mekta, Hassi Niah, Hassi Msidira et Sidi Ameur ([Bouabdellah et al., 1997](#) ; [Wadjinny et al., 1998](#)).

La paragenèse est composée de galène plus ou moins argentifère, cérusite, sphalérite, smithsonite, ainsi que de sulfures cuprifères (bornite, chalcocite, chalcopryrite, covellite), d'oxydes cuprifères (cuprite, ténorite), et de carbonates cuprifères (malachite, azurite).

Le gisement de Touissit est de type MVT ([Bouabdellah et al., 1997-1999](#)). Dans ce modèle, la diagenèse d'enfouissement permet l'évacuation des fluides du bassin sédimentaire, qui s'accompagne d'une hausse de la température et de la salinité. La réactivation du système tectonique de direction principale N70°E permet le

développement de fractures qui drainent les fluides de bassin verticalement. Ces fluides sont bloqués au sommet de la série par des niveaux imperméables marneux. Une partie des dolomites recristallisent sous l'effet de l'altération hydrothermale. Ces dolomites recristallisées sont un indicateur des zones minéralisées.

En plus de ces occurrences importantes, il existe également de nombreux gîtes et gisements métallifères de moindre importance économique tels que le gisement de type MVT de Bou Dahar, dans l'Ouest du Haut Atlas ([Bouabdellah et al., 2002](#) ; [Adil et al., 2004](#)), ou de gisements non métallifères tels que le gîte à fluorine d'El Hammam ou le gisement de charbon de Jerada, dans la Meseta orientale, entre les gisements de Tazzeka et Touissit ([Figure II.4](#)).

II.2.4 Géologie du bassin d'avant-pays d'Azrou-Khenifra

Le district de Tighza est localisé dans le bassin carbonifère d'avant-pays d'Azrou-Khenifra décrit par [Bouabdelli et Piqué \(1996, Figure II.6\)](#). Le bassin d'Azrou-Khenifra est encadré par deux failles transcurrentes NE-SW (Bsabis-Bekrit et Oulmès-Smaala) qui font fonctionner le bassin en zone cisailée dextre.

La formation et le remplissage du bassin d'Azrou-Khenifra sont contemporains de la déformation orogénique varisque. Ce bassin est considéré comme un bassin d'avant-pays ([Figure II.6](#) ; [Bouabdelli et Piqué, 1996](#) ; [Ben Abbou, 2001](#) ; [Bamoumen et al., 2008](#)). Sa bordure Est correspond au front de chevauchements varisques de la Meseta orientale, non représenté sur la carte [Figure II.6](#) ([Piqué et Michard, 1981](#) ; [Hoepffner, 1987](#) ; [Bouabdelli, 1989](#) ; [Hoepffner et al., 2005](#) ; [Bamoumen et al., 2008](#)).

Le bassin d'Azrou-Khenifra se situe à une zone charnière entre une déformation hétérogène à l'Ouest qui se produit au Carbonifère moyen, et une déformation homogène intense et précoce à l'Est à la fin du Dévonien. La frontière Est de ce bassin est bordée par le front des chevauchements varisques de la Meseta orientale ([Bouabdelli, 1989](#), [Hoepffner et al., 2005](#)).

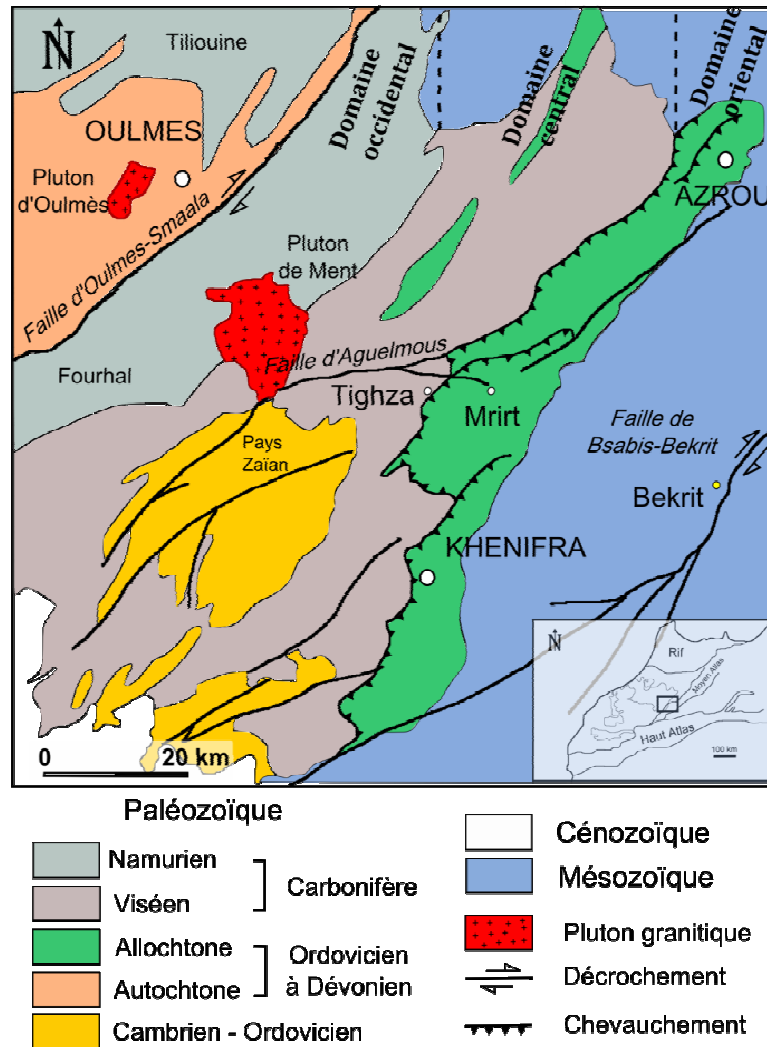


Figure II. 6. Carte structurale schématique du bassin d'Azrou-Khenifra de l'Est de la Meseta Centrale (d'après Saadi et al., 1982 ; Bouabdelli et Piqué, 1996 ; Bamoumen et al., 2008).

Le bassin d'Azrou-Khenifra présente plusieurs unités allochtones et peut se découper en trois ensembles principaux (Figure II.6 ; d'après Bouabdelli et Piqué, 1996) :

- 1) Le domaine oriental : constitué d'unités allochtones de type flysch de l'ordovicien supérieur au Dévonien ($\approx 450-415$ Ma). Les formations sont schistosées et métamorphisées, l'ensemble chevauche le domaine central (Figure II.6).
- 2) Le domaine central : se compose d'épaisses séries viséo-namuriennes discordantes sur des séries cambriennes à ordoviciennes. Le sommet des formations de ce domaine est constitué de niveaux chaotiques avec notamment, des nappes gravitaires peu déformées.
- 3) Le domaine occidental : est formé de turbidites du Carbonifère supérieur (Namurien-Westphalien).

Le métamorphisme ainsi que l'âge de la déformation vont croissant du domaine occidental au domaine oriental.

Les formations ordoviciennes de ce bassin sont principalement détritiques. Elles caractérisent des dépôts plus turbiditiques et profonds à l'Est qu'à l'Ouest ([Bouabdelli et Piqué, 1996](#) ; [Bamoumen et al., 2008](#)).

Au Silurien, les dépôts sont de type shales noirs et argilites et suggèrent une bathymétrie plus profonde à l'Est qu'à l'Ouest.

Au Dévonien inférieur, on assiste à une dissociation paléogéographique entre les Mesetas orientale et occidentale avec des dépôts intertidaux, en concordance sur la plateforme du Paléozoïque inférieur, caractérisés par des formations peu épaisses de grès et pélites. Des nappes en provenance de l'Est se mettent en place à la limite Est du bassin d'Azrou-Khenifra ([Bouabdelli et Piqué, 1996](#) ; [Bamoumen et al., 2008](#)).

Au Dévonien moyen, la plateforme dévonienne est disloquée. On retrouve des dépôts de talus de type calcaires griottes et récifaux à chert ainsi que des conglomérats.

Au Carbonifère inférieur, les dépôts sont syntectoniques, constitués de conglomérats et de grès marins, en discordance angulaire sur le famennien redressé. On retrouve ces dépôts dans le Jbel Bou Khadra notamment. On peut retrouver également des dépôts dans des bassins asymétriques de type héli-graben, comme par exemple au Jbel Bouechot (faille bordière de direction N70-90°). Au Carbonifère inférieur, le bassin d'Azrou-Khenifra est un bassin en décrochement constitué d'un ensemble d'hémigrabbens développés sur des failles N70-90°E ([Bouabdelli et Piqué, 1996](#)). Il s'est formé sous l'effet d'un raccourcissement régional NE-SW.

Au Viséen, les dépôts sont de type marin peu profond avec au Sud-Ouest de Khenifra, des turbidites et olistolites, et à l'Ouest d'Azrou, des pélites, calcaires gréseux et conglomérats. Au Viséen supérieur, la sédimentation chaotique est alimentée par le démantèlement de la plateforme carbonatée de l'Ouest (Bou Balghatène) tandis que la plateforme Est est réduite, voire absente. Ce sont les reliefs élevés qui fournissent

l'alimentation détritique. A la fin du Viséen, on constate un arrêt de la sédimentation à l'Est. Le dépo-centre se décale vers l'Ouest (gros dépôts turbiditiques du bassin de Fourhal). Le Viséen est marqué par l'apparition de structures compressives dont la contrainte principale est NW-SE ([Bouabdelli et Piqué, 1996](#)).

Entre le Viséen supérieur et le Namurien, la faille transcurrente de Bsabis-Bekrit présente une composante inverse qui génère un soulèvement des zones orientales et la formation de structures plissées et cisailantes à proximité de la faille Bsabis-Bekrit.

Le blocage du mouvement transcurrent de la faille Bsabis-Bekrit est responsable d'une rotation relative de la direction de la compression qui devient N130°E. Le régime transpressif présent jusqu'alors dans le bassin d'Azrou-Khenifra devient un régime compressif pur. La contrainte principale de ce régime compressif de direction N130°E est parallèle au raccourcissement régional post-namurien.

L'histoire du bassin d'Azrou-Khenifra est marquée par une rotation relative de la direction du raccourcissement régional au Carbonifère supérieur–Permien inférieur ([Michard et al., 2008](#)). Le bassin d'Azrou-Khenifra devient ainsi un bassin d'avant pays ([Bouabdelli et Piqué, 1996](#)).

Une activité magmatique est associée à ces dépôts, qui met en place des coulées et filons de laves intermédiaires à basiques. Dans les zones les plus orientales du bassin d'Azrou-Khenifra, des corps magmatiques basiques recoupent les séries silico-clastiques du carbonifère supérieur. Ce magmatisme se met en place en contexte de bassins compressifs d'avant-pays ([Aït El Amiri, 1996](#) ; [N'tarmouchant et al., 2002](#) ; [Roddaz et al., 2002](#)).

II.3 Géologie du district minier de Tighza

Le district de Tighza est localisé sur l'axe Azrou-Khenifra, à environ 10 km du village de Mrirt. C'est un district polymétallique constitué de trois types de minéralisations : Sb, W-Au et Pb-Zn-Ag ([Figure II.7](#)). [Agard et al. \(1958\)](#) ont réalisé une étude complète du district, leur modèle métallogénique sert de référence à toutes les études postérieures. Cependant il existe peu d'étude sur le lien ou l'absence de lien entre ces minéralisations à W-Au et à Pb-Zn-Ag. Les occurrences en Sb sont quant à elles peu renseignées et cartées.

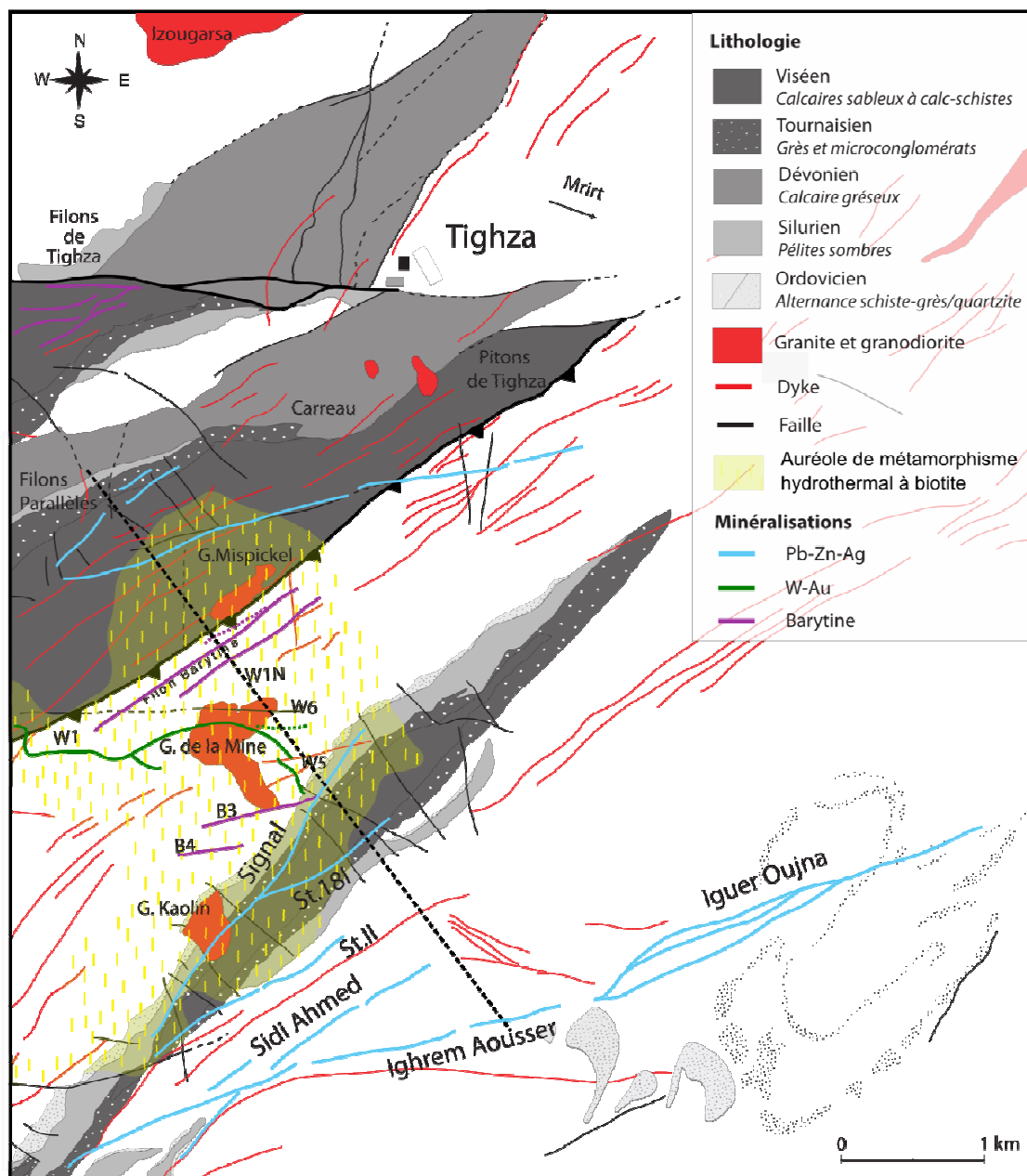


Figure II. 7. Carte géologique du district de Tighza (redessinée d'après [Agard et al., 1958](#), d'après les données du service géologique de la CMT, et d'après la carte de l'auréole de métamorphisme potassique à biotite de [Cheilletz et Isnard, 1985](#)). Le trait en pointillé correspond au tracé de la coupe géologique ([Figure II.9.](#))

II.3.1 Formations sédimentaires

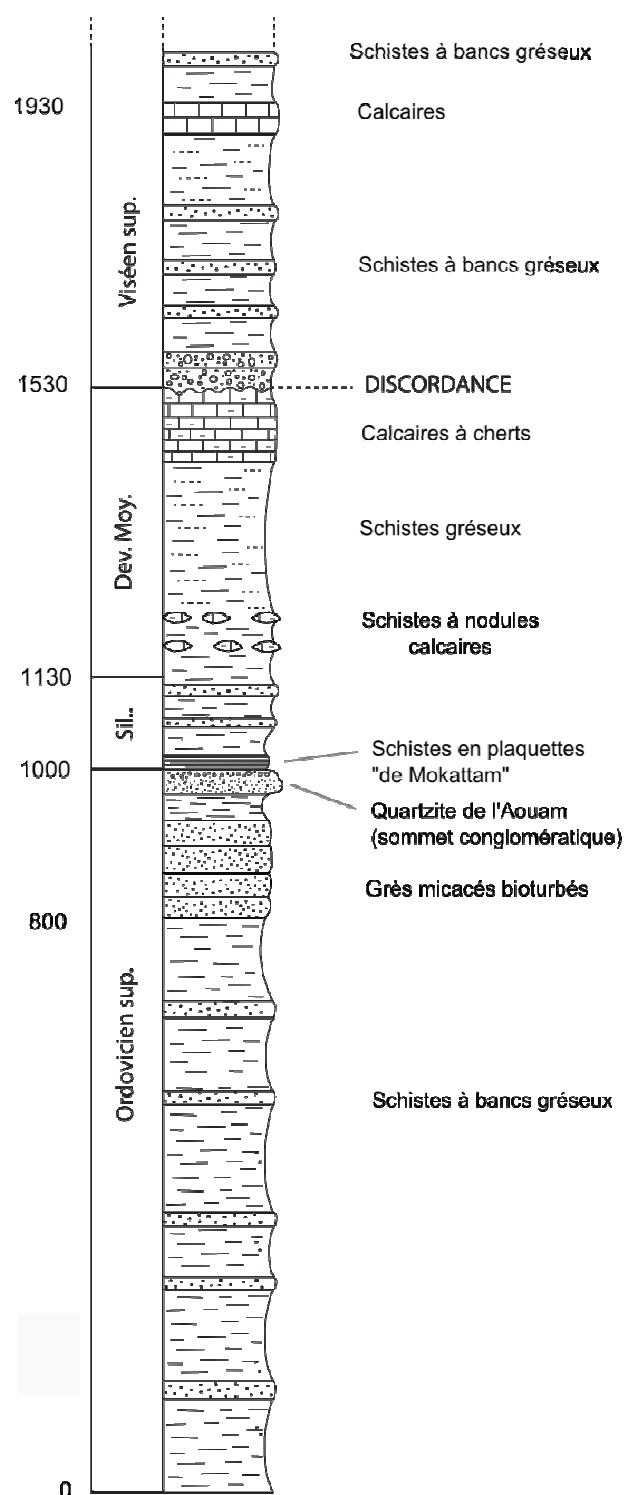


Figure II. 8. Log lithostratigraphique des formations sédimentaires de Tighza (modifié d'après Desteucq, 1974 et François et al., 1986)

Les séries sédimentaires du district de Tighza s'étendent de l'Ordovicien au Viséen supérieur (Figure II.8, Figure II.9 ; Agard et al, 1958 ; Desteucq, 1974).

L'Ordovicien et le Silurien sont présents sous la forme d'importants dépôts de schistes, grès et quartzites.

Le Dévonien inférieur est lacunaire mais le Dévonien moyen est présent sous la forme de calcaires, de schistes, et parfois de grès. Cette série se termine par des calcaires à cherts recouverts par des formations conglomératiques du Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur.

Les dernières séries présentes appartiennent au Viséen supérieur. Ces séries sont discordantes et composées de conglomérats, grès puis de calcaires et schistes.

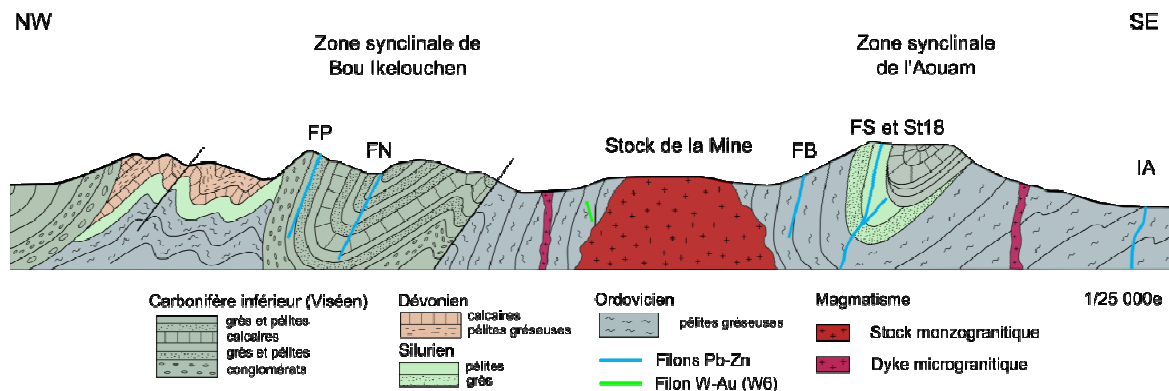


Figure II. 9. Coupe géologique simplifiée à travers le district, modifiée d'après [Desteucq, \(1974\)](#). De nombreux dykes qui traversent le district ne sont pas représentés ici mais sont apparents sur la carte du district, le tracé de la coupe figure sur la [figure II.7](#). FP : filons parallèles, FN : filon nord, FB, filon B, FS et St18 : filon Signal et structure 18, IA : Ighrem Aousser.

II.3.2 Géologie structurale

Le district polymétallique (W-Au ; Pb-Zn-Ag) a été principalement affecté par l'orogénèse Hercynienne-Varisque au cours de laquelle quatre événements tectono-stratigraphiques majeurs se sont succédés ([Hoepffner et al., 2005](#)):

Le premier évènement (450-430 Ma) intervient au cours de la déformation calédonienne européenne. Il peut s'observer dans la zone de Sehoul et au Nord des Mesetas marocaines. La convergence, au Silurien supérieur, de la zone de Sehoul et des Meseta se traduit par un chevauchement et/ou par la mise en place d'un système décrochant.

La déformation Eovarisque (372-366 Ma) est bien développée dans la partie Est des Mesetas, à l'Ouest de l'Algérie et dans les blocs Rif-Kabylie.

La déformation Intra-viséenne se développe vers 330 Ma dans le massif de Tazzeka et à l'Est de la Meseta central marocaine.

Au Carbonifère inférieur (330 et 290 Ma) apparaît la seconde phase de fracturation des zones Est du Maroc ainsi que l'épisode majeur de plissement de la Meseta occidentale marocaine.

Les formations sédimentaires de Tighza sont affectées par quatre événements tectoniques caractérisés par deux types de déformations ([Figure II.9](#) ; [Desteucq, 1974](#) ; [Cheilletz, 1984](#)).

1) Une déformation « souple » ([Figure II.9](#), [Figure II.10](#)). Cette première étape est marquée par des plissements répétés des séries paléozoïques avec déversement et chevauchement vers le SE de certaines unités. Les plissements se sont produits au cours de deux épisodes tectoniques distincts :

- (i) une première déformation ductile (phase E1 [Figure II.10](#) ; [Desteucq, 1974](#) ; [Cheilletz, 1984](#)) met en place des plis métriques à décamétriques dans les formations calcaires entre le Dévonien moyen et le Viséen supérieur. Ces plis ont des axes orientés N140°E à N160°E,
- (ii) un second épisode de déformation ductile (phase E2 [Figure II.10](#) ; [Desteucq, 1974](#) ; [Cheilletz, 1984](#)), postérieur au Viséen supérieur, est à l'origine de la mise en place de plis kilométriques orientés NE-SW. Ces plis sont responsables de la géomorphologie du district de Tighza. Cette déformation varisque affecte toutes les séries connues de la zone.





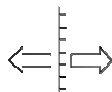



La fin de cette phase peut s'accompagner d'un relâchement propice à l'intrusion des dykes de microgranites parallèles et de direction générale NE-SW que l'on observe sur le district.


2) Une déformation cassante caractérisée par le fonctionnement d'une grande zone de cisaillement E-W (cisaillement d'Auguermous-Mrirt), principalement à l'origine du magmatisme et de l'hydrothermalisme du district de Tighza. Cet accident à mouvement successivement dextre puis senestre est aujourd'hui principalement représenté par la faille senestre de Tighza qui décale les séries sédimentaires de l'Ordovicien au Viséen supérieur. Une déformation cassante tardi-varisque est responsable de deux réseaux de fractures.


- (i) Le premier réseau de décrochements au fonctionnement dextre est composé de failles NE-SW issues d'un raccourcissement d'orientation NW-SE (phase E3 [Figure II.10](#) ; [Desteucq, 1974](#) ; [Cheilletz, 1984](#)). Elles sont visibles dans les calcaires du Viséen et les quartzites du Silurien.


Une rotation de la direction des contraintes principales permet le passage des fractures NE-SW dextres, hôtes des minéralisations W-Au, à des fractures NW-SW senestres dans lesquelles se trouvent les minéralisations Pb-Zn-Ag (phase E4, [Figure II.10](#) ; [Cheilletz, 1984](#)). Cette rotation de la direction du champ des contraintes principales se retrouve à l'échelle du bassin d'Azrou-Khenifra ([Bouabdelli et Piqué, 1996](#)) et à l'échelle du Domaine des Mesetas. Cette phase correspond à la dernière phase de déformation du cycle Varisque (Stephanien-Permien) qui précède la tectonique en extension de la limite Permo-Trias ([Michard et al., 2008](#))


(ii) Le second réseau de décrochements est postérieur au premier et est à l'origine du système de filons Pb-Zn-Ag (phase E4 [Figure II.10](#) ; [Desteucq, 1974](#) ; [Cheilletz, 1984](#)). Le filon Signal et la structure Sud (filons Sidi Ahmed et Ighrem Aousser) appartiennent à un réseau de failles conjuguées. Ces filons sont caractérisés par des ouvertures successives issues de glissements le long de surfaces d'orientations E-W dans le cas du filon Sud et NNE-SSW au filon Signal ([Desteucq, 1974](#)). Les filons Pb-Zn-Ag recoupent toutes les autres structures du district (plis et failles).

Âge	Episode tectonique	Episode magmatique	Minéralisation	Direction des contraintes
Dévonien moy.	E1			 Compression NE-SW
	E2			 Compression NW-SE
Viséon sup.	E3			 Compression NW-SE
		Dykes microgranitiques (NE-SW)		 Extension NW-SE
	E4	Pointements granitoïdes (N-S) Dykes	W-Au (lentilles, skarn) Métamorphisme hydrothermal	 Extension E-W
			W (filons)	 <i>A - M</i> Compression NW-SE
			Sulfures Cu-Zn-Pb-Fe-As	 Rotation contraintes E-W
Carbonifère sup.			Pb-Zn-Ag (filons)	 <i>A - M</i> Compression NE-SW

 Faille inverse

 Faille normale

 Front de chevauchement

 Axe de plis


 *A - M* Zone de cisaillement sous l'influence de la faille d'Aguelmous-Mrirt

Figure II. 10. Chronologie des épisodes tectoniques et des phases de minéralisations du district de Tighza modifié d'après [Cheilletz \(1984\)](#).

II.3.3 Magmatisme et métamorphisme hydrothermal

A Tighza, le magmatisme se manifeste sous la forme de stocks de roches de type granitiques ainsi que par un réseau important de dykes orientés majoritairement NE/SW.

Les stocks granitiques localisés au centre du district minier sont situés dans une auréole de métamorphisme hydrothermal (Cheilletz, 1984 ; Cheilletz et Isnard, 1985 ; Giuliani et al. 1987). Les affleurements de ces stocks s'alignent sur un axe N-S, au Sud de la faille de Tighza. Ce sont du Sud au Nord : les massifs du Kaolin, de la Mine, du Mispickel et les Pitons de Tighza. Au Nord de la faille de Tighza se trouve également le massif d'Izougarsa (Figure II.7).

Les stocks du Kaolin et de la Mine sont localisés au centre d'une auréole de métamorphisme d'abord interprétée comme le résultat d'un métamorphisme de contact avec l'intrusion des stocks (Agard et al, 1958). L'auréole a ensuite été identifiée comme étant le résultat d'une activité hydrothermale. En effet, Cheilletz (1984) montre que les granitoïdes sont altérés par le métamorphisme, qui est de type hydrothermal potassique (Cheilletz et Isnard, 1985), ce qui indique qu'il est postérieur à l'intrusion granitique.

L'auréole de métamorphisme hydrothermal est composée de deux phases surimposées :

- (i) La première phase est un métamorphisme de contact des roches encaissantes sédimentaires par des intrusions magmatiques (Giuliani et al. 1987). Les formations schisto-gréseuses de l'Ordovicien au Silurien présentent une paragenèse à andalousite, cordiérite, muscovite, K-feldspaths, albite, plagioclases (oligoclase à anorthite), chlorite et sulfures. La chlorite est associée à la muscovite (réaction rétrograde ; Giuliani et al., 1987).
- (ii) La seconde est une phase de métamorphisme hydrothermal associée à la minéralisation en tungstène (Cheilletz et Isnard, 1985). Le métamorphisme hydrothermal est caractérisé par un halo de biotitisation, c'est ce qui permet de qualifier ce phénomène de halo d'altération potassique. Cette altération est associée à un réseau de fractures qui traverse les méta-sédiments. Le remplissage de ces fractures est à quartz, biotite, K-feldspaths, albite, apatite, chalcopryrite et scheelite (Giuliani et al., 1987)

Les datations K/Ar et Ar/Ar effectuées sur les granitoïdes confirment leur mise en place tardi-varisque (285 - 290 Ma, Cheilletz, 1984 (K/Ar), Nerci, 2006 (Ar/Ar)), et la datation par K-Ar de minéraux associés aux minéralisations en tungstène indique que ces

minéralisations se mettent en place entre 290 et 280 Ma ([Cheilletz et Zimmermann, 1982](#) ; [Nerci, 2006](#)).

L'étude comparative de [Giuliani et al. \(1989\)](#) des massifs plutoniques de Zaër et de Tighza a permis, à partir d'analyses pétrographiques et géochimiques des REE, Rb-Sr et K-Ar, de proposer un modèle pétrologique de mise en place du magmatisme dans ces deux massifs. Les auteurs proposent quatre étapes :

1. Une 1^{ère} génération de magma proviendrait d'une fusion de la croûte inférieure, des enclaves mafiques indiquant une contamination de ce magma par un magma dérivé du manteau.
2. Un magma issu d'une première fusion se met en place dans la croûte supérieure par de grandes fractures du socle paléozoïque. Au cours de cet épisode se mettent en place des granodiorites (avec plus ou moins d'enclaves mafiques), des dykes ainsi qu'un métamorphisme thermal régional. Ce serait le moment de mise en place des stocks granitiques de Tighza ([Giuliani et al., 1989](#)).
3. Un dernier épisode magmatique, produit par la fusion de métasédiments, génèrerait des granites peralumineux de type S. Cet évènement permettrait le maintien et le développement du gradient thermique de l'épisode précédent. Cet épisode serait à l'origine du métamorphisme mais également responsable de la création de dykes de leucogranites. Le dernier épisode thermique induirait un flux convectif tardif impliquant à la fois des fluides météoriques et magmatiques. C'est cet évènement qui permettrait le développement de minéralisations (Zaër, Tighza, Oulmès, Achemèche etc) ainsi que d'une altération métasomatique (altération séricitique et potassique).

En 2008, Eldursi réalise une étude gravimétrique de la zone ([Figure II.11](#)). Cette étude révèle une anomalie négative importante, située sous les stocks granitiques affleurants de Tighza, correspondant à la présence d'un pluton sous la surface. La forme de l'anomalie correspond, en partie, à l'auréole de métamorphisme hydrothermal observée en surface ([Figure II.11](#)). Les anomalies négatives, en bleu, correspondent à des roches de type granitique de faible densité. Elles suggèrent la présence d'un corps plutonique de type granitique localisé sous la surface. Les anomalies positives, en rouge, caractérisent des roches métasédimentaires (mica schistes) de plus forte densité. La faille de Tighza est particulièrement remarquable sur la carte des anomalies gravimétriques ([Figure II.11](#)), car elle met en contact des roches métasédimentaires du compartiment Nord, avec le compartiment Sud intrudé par le pluton ainsi que par des stocks et des dykes.

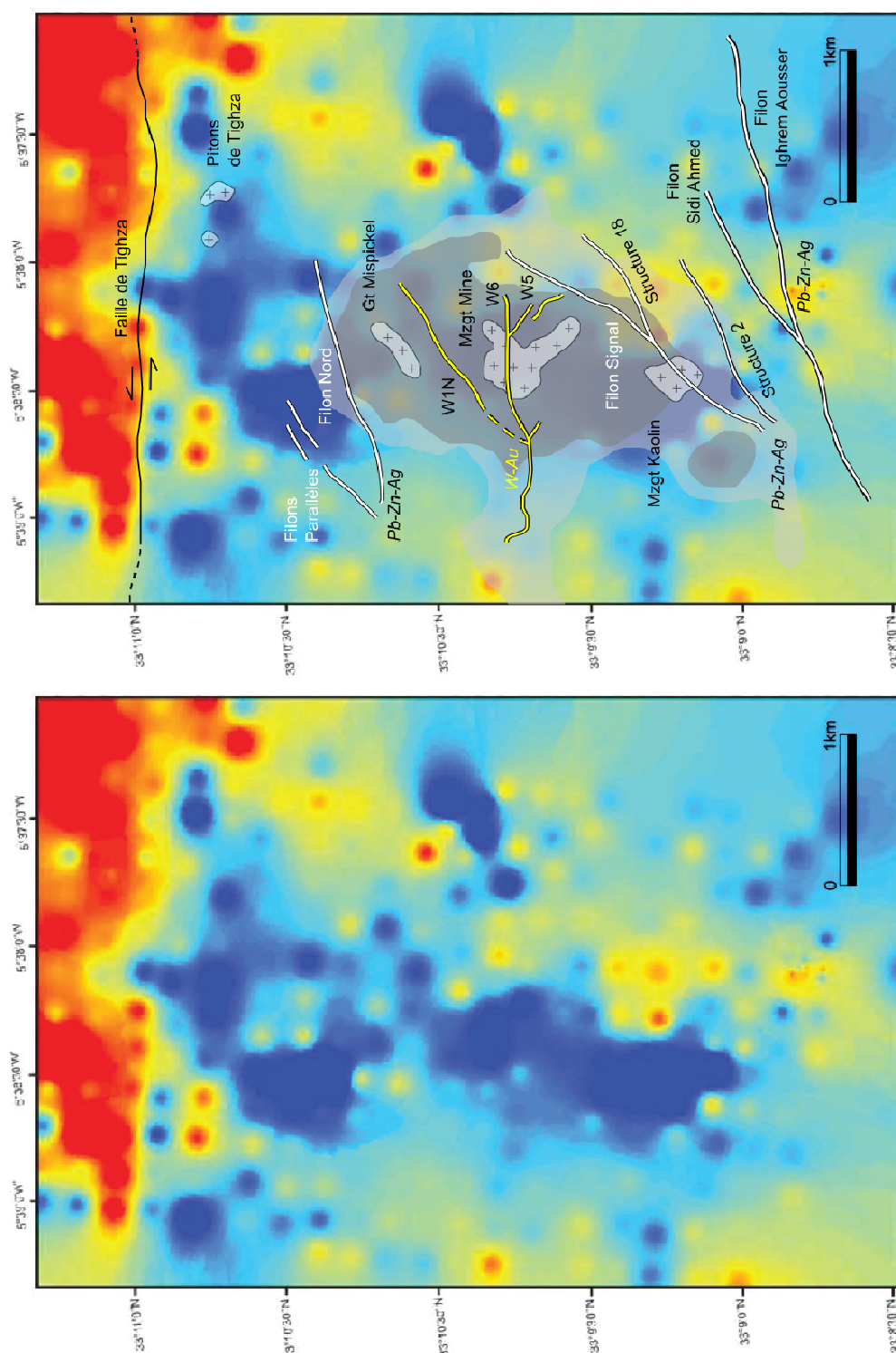


Figure II. 11. Carte des anomalies gravimétriques du district de Tighza (Eldursi, 2009 ; structures minières principales reportées d'après la carte du service géologique de la CMT). Les anomalies positives, en rouge, indiquent des roches de plus forte densité (roches métasédimentaires) et les anomalies négatives, en bleu, indiquent des roches de plus faible densité (roches granitiques ; Eldursi, 2009). Les filons blancs représentent les minéralisations Pb-Zn-Ag, les jaunes représentent les minéralisations W-Au. Les minéralisations Sb ne sont pas représentées. L'auréole de métamorphisme hydrothermal potassique à biotites est représentée d'après Cheilletz et Isnard (1985), les deux nuances de gris indiquent le degré d'intensité croissant de l'altération, du gris clair au gris foncé.

II.3.4 Hydrothermalisme et minéralisations polymétalliques

Le district de Tighza présente de multiples minéralisations filoniennes : plombo-zincifères, wolframifères, antimonifères. L'ordre chronologique de mise en place de ces différentes minéralisations est le suivant (Agard et al., 1958) :

1. Minéralisation à antimoine, liée jusqu'à présent à des injections de microgranites dans des accidents importants localisés au Nord du district.
2. Minéralisation à tungstène-or, centrée sur les stocks granitiques du centre du district et associée génétiquement à ceux-ci.
3. Minéralisation à plomb-zinc, présente en périphérie de l'auréole de métamorphisme hydrothermal.

II.3.4.1 Minéralisation en antimoine

La minéralisation en antimoine a toujours été considérée comme indépendante de la minéralisation plombo-zincifère (Agard et al., 1958). Elle est intégrée à la province métallogénique à stibine du Maroc central.

La minéralisation à antimoine de Tighza est associée spatialement à des intrusions de microgranites. Elle est fréquemment localisée le long d'accidents tectoniques importants comme le réseau de faille de l'oued de Tighza par exemple. On peut la retrouver soit dans des fractures dans des microgranites ou bien dans des failles recoupant des formations sédimentaires paléozoïques. La minéralisation est présente sous forme de filons de faible longueur, discontinus, en lentilles ou en colonnes minéralisées.



Figure II. 12. Minéralisation à antimoine de Tighza avec, à gauche une lentille constituée de quartz en peigne, de barytine rose en rosaces, et à droite une brèche cimentée par du quartz en cocarde.

La paragenèse est constituée de stibine, de pyrite (surtout dans les filons situés dans des microgranites), et très rarement de chalcopyrite.

La minéralisation est contenue dans une gangue composée de quartz soit avec une texture en peigne entre la stibine et la roche hôte, soit avec une texture en cocarde dans le cas des filons à remplissage bréchique. On retrouve également de la barytine rose tardive en rosace, particulièrement abondante dans les filons de l'oued de Tighza ([Figure II.12](#)). La stibine n'est pas associée aux minéralisations filoniennes à W-Au.

II.3.4.2 Minéralisation en tungstène-or

La minéralisation W-Au de Tighza est associée spatialement aux stocks de granitoïdes du district (Mispickel, de la Mine et du Kaolin) ainsi qu'à l'auréole de métamorphisme hydrothermal associée spatialement à ces granitoïdes ([Agard et al. 1958](#) ; [Cheilletz, 1984](#) ; [et Nerci, 2006](#)). On retrouve trois types principaux d'indices à WO_3 à Tighza :

Indices de type skarn. Ils sont présents au Nord et au Sud de l'auréole de métamorphisme hydrothermal, au contact avec les granites du Mispickel, du Kaolin et des calcaires viséens supérieurs. On les trouve sous la forme de lentilles rubanées stratiformes interprétées comme la conséquence du remplacement métagénétique des séries marno-calcaires et schisteuses du Dévonien ([Cheilletz, 1984](#)). La minéralisation est constituée d'une grande quantité de sulfures (mispickel et pyrrhotite) accompagnés par des disséminations de scheelite, biotite, grenat et pyroxène.

Indices de type filonien. Ce sont les indices les plus fréquents et les plus importants en terme de volume. Les filons et filonnets contiennent des minéralisations de wolframite et de scheelite portées par une paragenèse silicatée (quartz dominant et néoformations d'orthose, de plagioclase, de biotite dans les silicates, de muscovite, de chlorite, et d'apatite). Ces filons recoupent clairement les stocks granitiques ainsi que l'auréole de métamorphisme hydrothermal selon une direction comprise entre N70°E à N110°E à fort pendage vers le nord.

[Nerci \(2006\)](#) décrit une zonalité périgranitique de ces filons :

L'auréole hydrothermale interne montre un remplissage des filons par du quartz hyalin dominant cataclaté en quartz saccharoïde porteur d'une minéralisation oxydante à tungstène présent sous forme de wolframite et scheelite.

L'auréole hydrothermale externe proximale est marquée par une infiltration de fluides sulfurés à or avec plus ou moins de quartz. La minéralisation est exprimée par la

précipitation de löllingite (FeAs_2)-arsénopyrite (FeAsS), de bismuth natif (Bi), de tétradymite ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$) et d'or (Au).

L'auréole externe se caractérise par un épisode sulfuré à pyrrhotite (FeS), sphalérite (ZnFeS), chalcopryrite (CuFeS_2) avec quelques traces de Sn.

Les deux premiers épisodes minéralisateurs présentent un remplissage caractéristique d'un contexte extensif. Les teneurs en or baissent au fur et à mesure que l'on s'éloigne du granite de la Mine et passent ainsi de 20 g/t les deux cents premiers mètres à 5 g/t au-delà de cinq cents mètres. En parallèle, il a été observé que la présence de löllingite est plus importante dans la partie proximale de la minéralisation, au cœur de l'auréole de métamorphisme hydrothermal, et est remplacée par de l'arsénopyrite dans la partie distale, lorsque l'on s'éloigne du granite (Nerci, 2006).

Indices alluvionnaires. Ils sont présents le long des minéralisations à barytine de l'Ouest du district de Tighza. La teneur maximale en WO_3 reconnue y est de 283 g/t pour un tonnage de WO_3 estimé à environ 138 t (Cheilletz, 1984).

La minéralisation à W-Au, liée spatialement aux stocks granitiques ainsi qu'à l'auréole hydrothermale potassique, est sans doute génétiquement reliée à l'activité d'un batholite granitique sous-jacent. En effet, Agard et al (1958) proposaient un modèle orthomagmatique, qui indiquait que la présence de petits stocks de granitoïdes au sein d'une auréole de métamorphisme hydrothermal associée spatialement aux minéralisations de W-Au, témoignait indirectement de la présence d'un batholite non affleurant ou « granite fertile ». Selon le modèle d'Agard et al. (1958), c'est à ce batholite que doit être attribuée l'origine de la minéralisation en W-Au. Cheilletz (1984) précise ce modèle avec notamment l'étude approfondie des granitoïdes et la mise en évidence d'une nature pétrographique propre à chacun de ces stocks ainsi que l'absence de corrélation directe granite-tungstène. Son étude met également en évidence que le développement de l'auréole hydrothermale potassique est probablement lié à la circulation de fluides hydrothermaux à travers l'important réseaux de fractures et microfractures du district, plutôt qu'à une diffusion thermique simplement liée à une intrusion magmatique.

II.3.4.3 Minéralisation en plomb-zinc-argent

Les minéralisations Pb-Zn-Ag se distribuent dans des filons subverticaux d'orientation NE-SW qui recoupent toutes les autres structures du district (plis, failles, filons à tungstène ; Figure II.13).

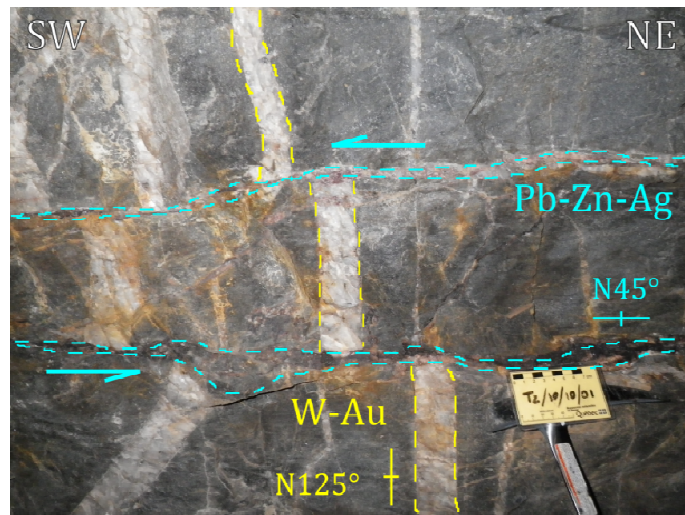


Figure II. 13. Photo illustrant le décrochement sénestre des filons à W-Au par les filons à Pb-Zn-Ag, observés à la structure 18 du filon Signal près de la colonne 66 du chantier 666 .

Trois filons majeurs ont été découverts et exploités, qui sont du Nord au Sud : le filon Nord, le filon Signal, la structure Sud qui regroupe d'Ouest en Est les filons de Sidi Ahmed, Ighrem Aousser et Iguer Oujna.

On remarquera que les filons Pb-Zn suivent les mêmes directions principales qu'un réseau important de dykes microgranitiques (Figure II.7) et les recoupent parfois. Les minéralisations Pb-Zn-Ag se déposent dans des pièges structuraux identiques.

Mis à part le filon Signal, les filons Pb-Zn-Ag de Tighza sont localisés spatialement en périphérie de l'auréole de métamorphisme hydrothermal.

Tous les filons sont constitués d'une branche principale et de filonnets secondaires qui peuvent se raccorder au filon principal suivant des angles aigus ou bien s'en écarter et disparaître.

Deux paragenèses ont été décrites par Agard et al. (1958) :

- une *paragenèse à sidérite*, où celle-ci forme la gangue principale, associée parfois à un peu de quartz hyalin, avec une minéralisation comprenant de la galène, de la sphalérite et de la pyrite ;
- une *paragenèse à calcite*, postérieure, comprenant en outre, comme gangue, un peu de calcédoine et de barytine, et une minéralisation composée essentiellement de galène, avec un peu de sphalérite et de pyrite.

Ces deux paragenèses ont, d'après les auteurs, deux aspects caractéristiques, la paragenèse à sidérose, ou sidérite, se présente sous la forme de brèches tectoniques ou

comme remplissage de fractures tandis que la paragenèse à calcite se caractérise par un remplissage rubané associé à une réouverture tardive des filons.

La problématique de ce travail est de déterminer si les épisodes minéralisateurs à W-Au et Pb-Zn-Ag appartiennent à un même évènement hydrothermal, auquel cas la minéralisation en W-Au aurait évolué en minéralisation à Pb-Zn-Ag avec le refroidissement des fluides hydrothermaux et l'évolution de leurs compositions chimiques (modèle de zonalité périgranitique), ou bien si ces deux épisodes minéralisateurs sont issus de deux évènements hydrothermaux distincts. Dans ce cas ces deux évènements, si l'on parvenait à les dater précisément, seraient reliés à des processus tectono-hydrothermaux différents.

Enfin si cette hypothèse et donc ce nouveau modèle était validé, il conviendrait de relier les processus hydrothermaux à l'évolution magmatique, des sources en particulier, et tectono-sédimentaire du district. Les trois chapitres suivant vont nous permettre d'éclairer ces différents points.

II.4 Conclusion

L'histoire du Nord du Maroc traverse trois cycles orogéniques majeurs. Le premier est le cycle panafricain qui affecte principalement le domaine Sud de l'Anti-Atlas du Nord du Maroc. Les minéralisations associées à ce cycle sont principalement des minéralisations en métaux précieux (Au, Ag, Cu, Co, Ni ...). Le centre du Nord du Maroc se construit au cours des cycles orogéniques Varisque et Alpin. Les minéralisations varisques sont surtout à métaux de base bien qu'elles puissent, dans une moindre mesure, contenir des métaux précieux (Ag, Au). C'est au cours de ce cycle que se forme la plus grande partie des gisements filoniens à Pb-Zn. L'extrémité Nord du Maroc se construit au cours de l'orogénèse alpine pendant laquelle seules des minéralisations en métaux de base se mettent en place. Les minéralisations Pb-Zn qui se forment au cours de ce cycle alpin sont majoritairement sédimentaires (MVT).

Les minéralisations W-Au de Tighza, centrées autour de stocks granitiques varisques se mettent en place au cours de l'orogénèse varisque en lien avec le magmatisme varisque du Nord du Maroc (340-240 Ma). Toutefois à Tighza, la question du lien de ces minéralisations W-Au avec les minéralisations tardives à Pb-Zn-Ag reste ouverte. En effet, nous avons pu voir que les gisements polymétalliques hydrothermaux peuvent se former au cours d'une succession d'évènements sur une longue période de temps comme avec le gisement d'El Hammam. Dans le cas d'El Hammam, les deux types de minéralisations (Sn et F) ont tout d'abord été considérées comme résultant d'une intrusion granitique varisque (290 Ma), la fluorine étant tardive par rapport à l'étain. Cependant la datation de la minéralisation en fluorine a révélé un âge beaucoup plus jeune de 205 Ma, mettant en évidence l'influence de la période de pré-rifting de l'Atlantique central. De plus ce gisement se trouve dans le même domaine géologique que Tighza, à savoir à l'Est du Massif Central Nord Marocain. Serait-il possible que les minéralisations Pb-Zn-Ag de Tighza se forment au cours du même évènement géologique majeur que les minéralisations en fluorine d'El Hammam ?

L'objectif de ce travail est de déterminer quel est l'évènement régional responsable de la mise en place de la minéralisations Pb-Zn-Ag de Tighza. Cette minéralisation est-elle le produit tardif de l'évolution de l'hydrothermalisme varisque à W-Au ou est-elle rattachée à la période d'extension qui précède l'ouverture de l'Atlantique central ?

Chapitre III : Caractérisation des roches encaissantes des minéralisations

III.1 Introduction

Ce Chapitre regroupe deux objets d'étude : les roches sédimentaires et métasédimentaires, et les roches magmatiques du district.

L'étude des roches sédimentaires et métasédimentaires a pour objectif de décrire les altérations hydrothermales associées aux minéralisations à W-Au et à Pb-Zn-Ag. Une analyse géochimique des éléments majeurs et en traces a été menée pour compléter les études précédant ce travail ([Agard et al., 1958](#) ; [Cheilletz, 1984](#) ; [Jebrak, 1995](#) ; [Nerci, 2006](#)).

L'étude des roches magmatiques consiste, dans un premier temps, en une description des faciès et de la pétrographie des stocks granitiques de Tighza complétée par une analyse géochimique des éléments majeurs et en trace de ces roches. Dans un second temps, une étude géochronologique du magmatisme de Tighza sera présentée, sur la base de datations U/Pb réalisées sur des zircons des stocks granitiques ainsi que sur un dyke tardif. Cette étude apportera des repères chronologiques à partir desquels nous pourrons compléter l'histoire métallogénique de Tighza.

III.2 Roches sédimentaires et métasédimentaires

III.2.1 Stratégie d'échantillonnage

La rhéologie et la lithologie des roches encaissantes ont une influence sur le développement mécanique des filons minéralisés, ainsi que sur la géochimie des fluides qui les traversent. Si la roche est dure et cassante, on observera le développement de fractures. C'est notamment le cas des calcaires, dolomies, roches cornéifiées ou bien des roches ignées.

Si les roches sont plastiques, on observe plutôt une imprégnation de la roche par les fluides hydrothermaux et une fermeture des filons. Les schistes par exemple ne se fracturent généralement pas sous la pression mais se déforment par glissement et amortissent la fracturation. La schistosité devient perméable uniquement dans le cas où la contrainte principale majeure est parallèle au plan de schistosité (Ramsay et Huber, 2003).

A Tighza, la rhéologie des encaissants contrôle en partie la direction d'ouverture des filons. Le filon Signal suit la barre de quartzite qui borde le synclinal du Viséen et la recoupe en profondeur. Il se perd en direction des schistes mais s'ouvre à proximité des intrusions granitiques où les roches sont fortement cornéifiées.

Les filons de la structure Sud sont encaissés dans des schistes gréseux de l'Ordovicien, dans lesquels les filons s'ouvrent, se remplissant d'importantes brèches hydrauliques (Figure III.2C). Les schistes encaissants y sont très instables et l'exploitation y est particulièrement dangereuse, en particulier au filon d'Ighrem Aousser. Le filon de Sidi Ahmed a des épontes plus stables, son encaissant étant en partie cornéifié.

Les filons sont décrits plus en détail dans le Chapitre IV. A noter tout de même qu'à proximité des filons de Pb-Zn-Ag, les roches encaissantes sont imprégnées par un stockwork de filonnets centimétriques de carbonates (Figure III.2D). On trouve également des stockworks à quartz appartenant au système hydrothermal à W-Au dans les encaissants du filon Signal.

L'échantillonnage des roches sédimentaires et métasédimentaires s'est orienté selon trois critères principaux :

1. La distinction de l'effet du métamorphisme hydrothermal et de l'hydrothermalisme à Pb-Zn-Ag sur les roches encaissantes (Tableau III.1 ; Figure III.1). Des échantillons ont été prélevés hors de l'auréole hydrothermale afin de n'observer que l'impact de l'hydrothermalisme à Pb-Zn-Ag. Il s'agit des échantillons Tz10/15, Tz11/20 et Tz11/21. Pour comparer cet effet avec celui du métamorphisme hydrothermal, des échantillons ont été prélevés dans l'auréole de métamorphisme hydrothermal potassique, à proximité des filons Pb-Zn-Ag (Tz11/26, Tz11/27, Tz11/28). Ces échantillons sont susceptibles de superposer les effets du métamorphisme hydrothermal et de l'hydrothermalisme à Pb-Zn-Ag. L'échantillon Tz10/04 a été prélevé afin d'observer l'effet du métamorphisme de contact avec le stock de la Mine.

2. L'imprégnation des fluides hydrothermaux à Pb-Zn-Ag dans les encaissants sédimentaires et métasédimentaires. Le prélèvement des échantillons a été effectué à des distances comprises entre 1 500 m et l'éponte d'un filon Pb-Zn-Ag (Tableau III.1). L'échantillon Tz11/02 a été prélevé au Nord de la faille de Tighza, hors de l'influence hydrothermale du district (Figure III.1).

3. L'impact éventuel de la lithologie sur les deux critères précédents (Tableau III.1). Les minéralisations sont encaissées dans les formations de l'Ordovicien et du Silurien, les prélèvements ont ainsi été effectués dans ces deux formations. L'Ordovicien et le Silurien étant des formations constituées de schistes-grès, un échantillon de calc-schiste métamorphisé du Viséen a également été prélevé à l'éponte du stock du Mispickel (Tz10/11 ; Figure III.1).

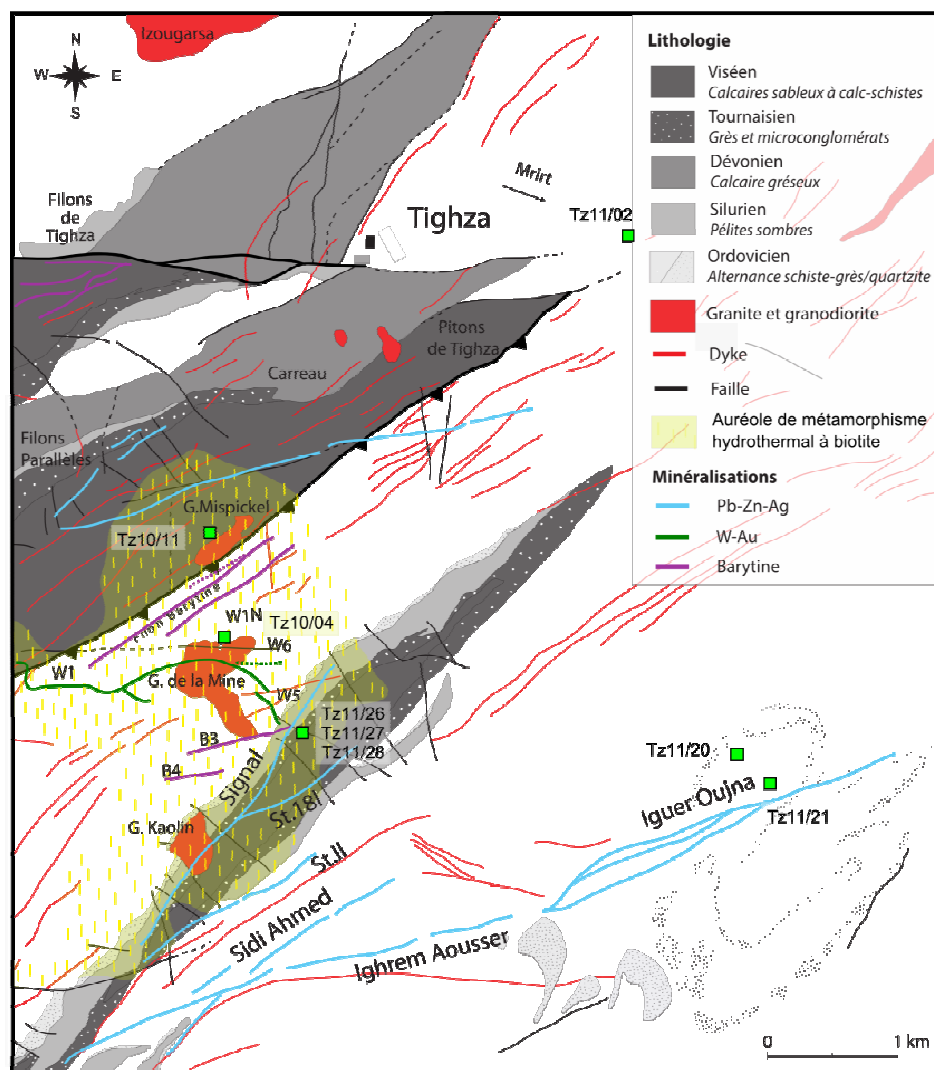


Figure III. 1. Localisation des échantillons d'encastrement sédimentaire sur la carte géologique du district de Tighza (redessinée d'après Agard et al., 1958, d'après les données du service géologique de la CMT, et d'après la carte de l'auréole de métamorphisme hydrothermal potassique à biotite de Cheilletz et Isnard, 1985).

Tableau III. 1. Liste des échantillons d'encastrement sédimentaire.

Ech.	Formation	Lithologie	Localisation	Auréole	Distance/filon
Tz11/02	Silurien	Schiste noir	Nord faille Tz	non	1500m
Tz11/20	Silurien	Schiste noir	Iguer Oujna	non	500 m
Tz11/21	Silurien	Schiste noir	Iguer Oujna	non	250 m
Tz11/26	Silurien	Schiste cornéifié	Signal	oui	150 m
Tz11/27	Silurien	Schiste cornéifié	Signal	oui	15 m
Tz11/28	Silur/Ordov	Schiste cornéifié	Signal	oui	0 m
Tz10/04	Ordovicien	Schiste cornéifié	Contact Gt Mine	oui	850 m
Tz10/15	Ordovicien	Schiste cornéifié	Sidi Ahmed	non	100 m
Tz10/11	Viséen	Skarn	Mispickel	oui	200 m

La colonne *Auréole* indique si l'échantillon est localisé ou non dans l'auréole de métamorphisme hydrothermal.



A. Schiste noir Silurien (Tz10/20)
non affecté par l'hydrothermalisme



B. Schiste noir Silurien plissé et cornéifié
dans la zone métamorphisée de Signal



C. Schiste Ordovicien repris dans une
brèche hydrothermale
du filon Ighrem Aousser



D. Schiste Ordovicien recoupé par un
stockwork à calcite pyrite aux
épontes du filon Sidi Ahmed

Figure III. 2. Schistes siluriens et ordoviciens qui encaissent les minéralisations de Tighza.

III.2.2 Géochimie des éléments majeurs

Les analyses géochimiques ont été effectuées au SARM (CRPG-Nancy). Les éléments majeurs ont été mesurés par ICP-AES et les éléments traces par ICP-MS (Figure III.3). Les erreurs analytiques sont estimées à 2 % pour les éléments majeurs, 5 à 10 % pour les éléments traces pour des teneurs supérieures ou inférieures à 20 ppm respectivement. La précision pour les éléments des terres rares est de 5 à 10 % selon les teneurs normalisées à la chondrite.

Les résultats des analyses des éléments majeurs des roches métasédimentaires encaissantes sont présentés sous la forme de diagrammes de Harker dans la [figure III.3](#).

En général, on observe une bonne relation entre les teneurs en Al_2O_3 et en SiO_2 qui traduit la proportion relative en quartz et phyllosilicates (micas, argiles) des échantillons ([Figure III.3](#)). Les échantillons se répartissent entre l'échantillon Tz10/05 le plus siliceux et les échantillons Tz11/27 et Tz10/11 plus alumineux. Le calcul des coefficients de corrélation indique deux tendances plutôt qu'une seule. Les échantillons non affectés par l'auréole hydrothermale (Tz11/02, Tz11/20, Tz11/21 et Tz10/15) sont corrélés entre eux avec un coefficient R^2 de 0,878. L'échantillon Tz11/21 est légèrement appauvri en Al_2O_3 par rapport à la tendance générale. Au contraire, Tz11/02 semble présenter un léger enrichissement en Al_2O_3 par rapport aux autres échantillons.

Les échantillons prélevés dans l'auréole de métamorphisme hydrothermal présentent un coefficient de corrélation R^2 de 0,988. L'échantillon de skarn Tz10/11 est fortement appauvri en Al_2O_3 et SiO_2 par rapport au groupe d'échantillons de l'auréole hydrothermale. Ceci traduit une lithologie très différente de roche calcaire métamorphisée. En effet, la différence de teneur en silice de cet échantillon Tz10/11 est compensée en partie par sa teneur importante en CaO (19,6 wt.%).

Les teneurs en Fe_2O_3 des échantillons ne montrent pas de corrélation générale. Les échantillons prélevés hors de la zone de métamorphisme hydrothermal sont tous corrélés entre eux ([Figure III.3](#), $R^2 = 0,992$) excepté pour l'échantillon Tz11/02 qui est anormalement pauvre par rapport aux autres. Les échantillons Tz11/20 et Tz11/21 présentent les plus fortes teneurs en Fe_2O_3 avec respectivement 7,34 et 7,05 %. Parmi les échantillons prélevés dans l'auréole hydrothermale, trois sont corrélés entre eux ([Figure III.3](#), $R^2 = 0,999$) il s'agit de Tz11/26, Tz11/28 et Tz10/04. L'échantillon Tz11/27 est anormal par rapport à cette tendance et se trouve appauvri en Fe_2O_3 par rapport aux autres échantillons. Le skarn Tz10/11 semble également appauvri par rapport à la tendance générale des échantillons de l'auréole hydrothermale.

Les teneurs en MgO des échantillons prélevés hors de l'auréole hydrothermale sont corrélées pour tous les échantillons excepté Tz11/02 ([Figure III.3](#), $R^2 = 0,920$), qui est appauvri par rapport aux autres échantillons. Les échantillons de la zone métamorphisée

sont tous corrélés entre eux avec un coefficient R^2 de 0,968. Le skarn en revanche est anormal par rapport à cette tendance et montre des teneurs légèrement supérieures. On remarque que les deux groupes d'échantillons montrent des tendances parallèles entre elles. Le groupe d'échantillons prélevés hors de la zone de métamorphisme hydrothermal présente des teneurs plus importantes en MgO que les échantillons de la zone de métamorphisme hydrothermal (hormis Tz11/02).

Les teneurs en Na_2O sont comprises entre 0,4 et 2 wt.% pour tous les échantillons, de l'auréole comme hors de l'auréole, excepté pour Tz10/04 (4,7wt.%, [Figure III.3](#)). Les échantillons prélevés hors de l'auréole ont une tendance qui semble inversée par rapport à la tendance des échantillons de l'auréole de métamorphisme hydrothermal ([Figure III.3](#)).

Les teneurs en K_2O des échantillons prélevés hors de l'auréole hydrothermale sont bien corrélés entre eux ([Figure III.3](#), $R^2 = 0,993$). Les échantillons prélevés au filon Signal, dans l'auréole hydrothermale sont également corrélés entre eux (Tz11/26, Tz11/27, Tz11/28 ; [Figure III.3](#), $R^2 = 0,999$). Les échantillons Tz10/04 et Tz10/11 ne sont pas corrélés avec les autres échantillons de la zone métamorphisée, ces deux échantillons présentent des teneurs plus faibles (respectivement 1,75 et 0,32 wt.%). Les teneurs des échantillons de l'auréole de métamorphisme hydrothermal sont globalement plus élevées que celles des échantillons prélevés hors de l'auréole.

Les teneurs en CaO sont inférieures à 1,5 wt.% pour tous les échantillons excepté Tz10/04 (2,22 wt.%) et Tz10/11 (19,6 wt.%). Les échantillons prélevés hors de l'auréole hydrothermale sont assez bien corrélés entre eux ([Figure III.3](#), $R^2 = 0,898$). Les échantillons prélevés au filon Signal, dans l'auréole hydrothermale sont également corrélés entre eux (Tz11/26, Tz11/27, Tz11/28 ; [Figure III.3](#), $R^2 = 0,969$). Les deux autres échantillons de l'auréole de métamorphisme hydrothermal (Tz10/04-11) ont des teneurs bien supérieures et sont anormaux par rapport à cette tendance.

Les pertes au feu des échantillons prélevés hors de la zone de métamorphisme hydrothermal sont corrélées pour les échantillons Tz11/02, Tz11/20 et Tz10/15 ([Figure III.3](#), $R^2 = 0,813$). Tz11/20 présente une perte au feu moins importante par rapport à cette tendance. Les échantillons prélevés dans la zone de métamorphisme hydrothermal ne présentent pas de corrélation cependant il est intéressant de noter que ces échantillons

présentent tous des pertes au feu plus faibles que les échantillons non affectés par l'auréole de métamorphisme hydrothermal excepté Tz10/15.

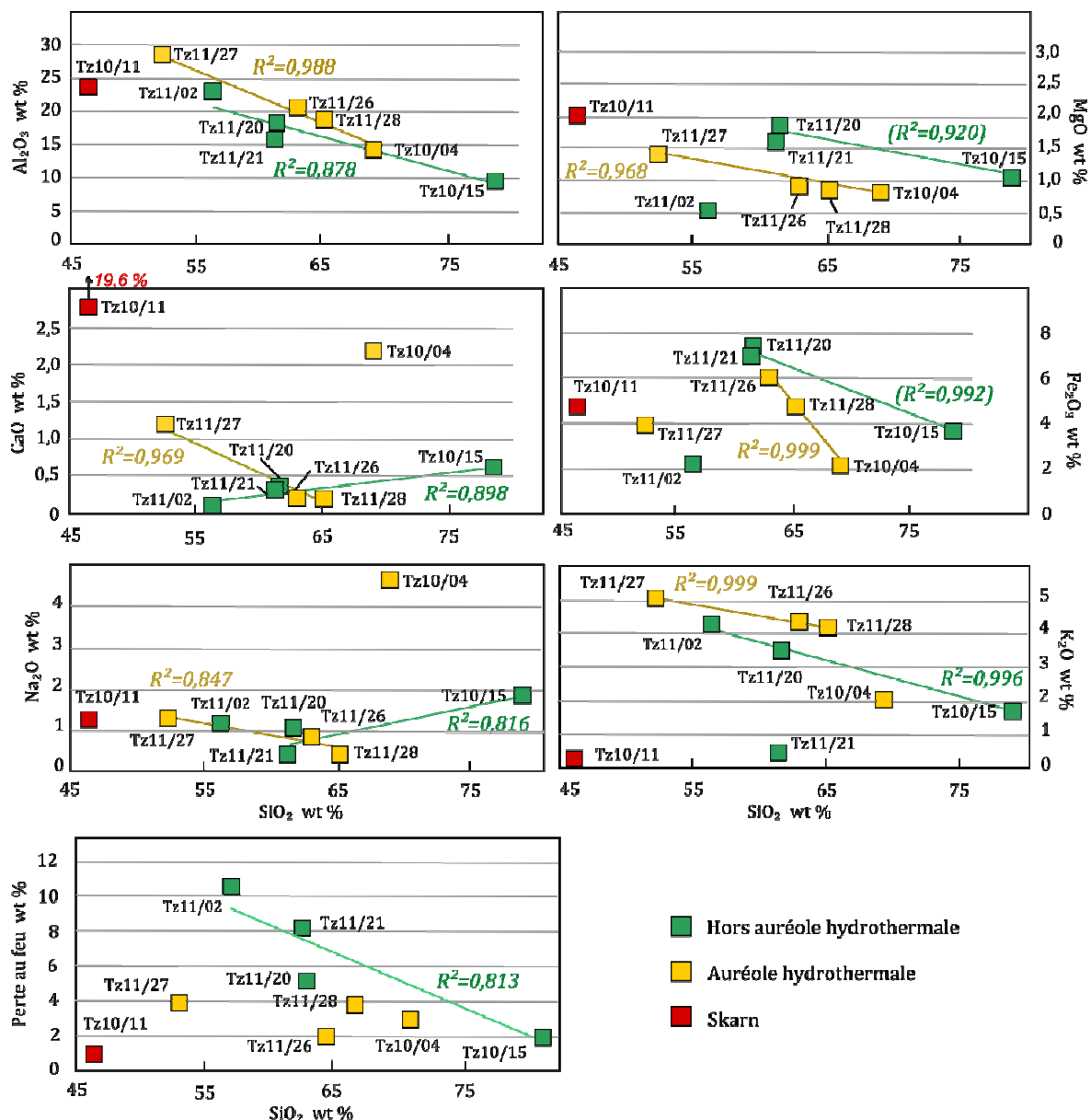


Figure III. 3. Diagrammes de Harker des encaissants sédimentaires échantillonnés.

III.2.3 Géochimie des éléments des terres rares et éléments traces

Les analyses en éléments des terres rares (REE) des échantillons de roches sédimentaires et métasédimentaires de Tighza sont présentées dans la figure III.4. Les roches encaissantes ont des spectres similaires indépendamment de leur localisation dans ou hors de l'auréole hydrothermale (Figure III.4, spectres réciproquement verts ou jaunes). Seul un échantillon se distingue clairement des autres, il s'agit de Tz10/04

prélevé au contact du stock de la Mine. Cet échantillon est très fortement appauvri par rapport aux autres échantillons ce qui suggère un lessivage intensif des REE dans cet échantillon Tz10/04. On notera que le skarn présente le même spectre le l'ensemble des échantillons (Tz10/04 mis à part).

Les spectres en éléments des terres rares des roches sédimentaires et métasédimentaires de Tighza montrent un fractionnement entre terres rares lourdes (HREE) et légères (LREE), avec un enrichissement des LREE par rapport aux HREE ($9 < (La/Yb)_N < 14$).

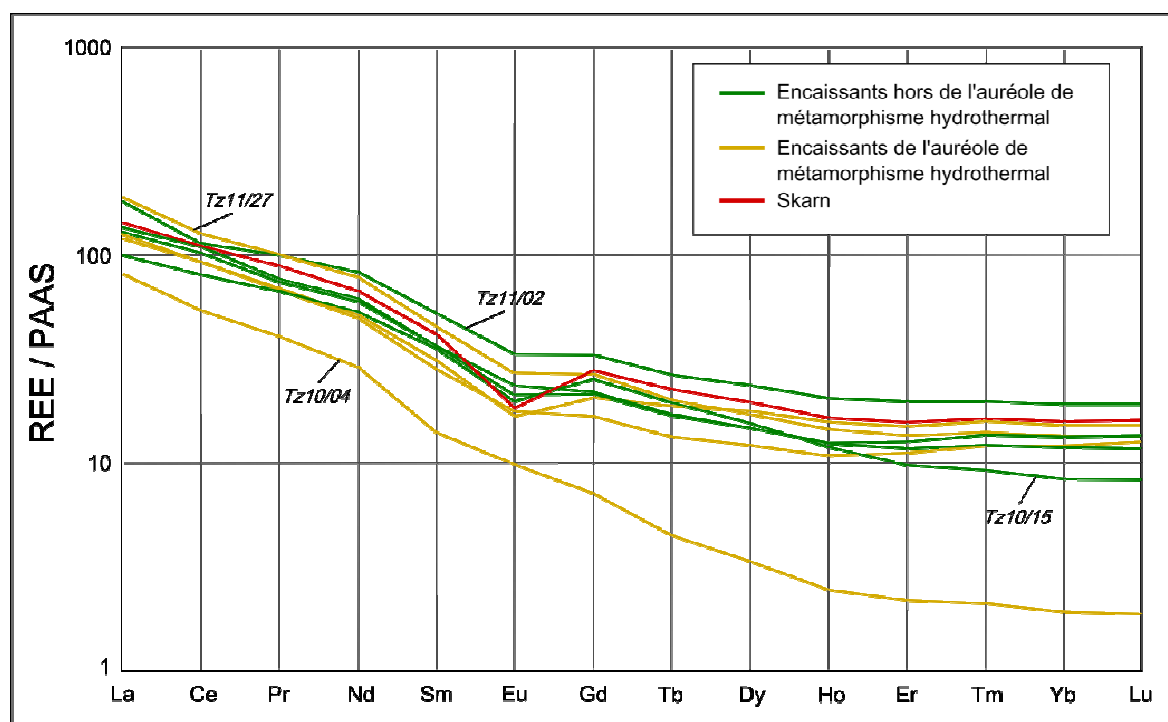


Figure III. 4. Spectres des terres rares des encaissants sédimentaires et méta-sédimentaires de Tighza. Les données sont normalisées au Post Archean Australian Shale (PAAS) d'après [Taylor et McLennan, \(1985\)](#).

Les analyses en métaux des échantillons de roches sédimentaires et métasédimentaires de Tighza sont présentées dans la [figure III.5](#). Les teneurs en plomb et les teneurs en silice de ces échantillons ne montrent aucune corrélation. Les teneurs en zinc semblent augmenter pour tous les échantillons avec la teneur en silice, mais sans qu'un coefficient de corrélation ne puisse confirmer cette tendance. De même, aucune corrélation n'est observée entre les teneurs en plomb et les teneurs en tungstène de ces échantillons.

Les échantillons prélevés dans l'auréole de métamorphisme hydrothermal montrent une corrélation entre leurs teneurs en tungstène et leurs teneurs en silice ([Figure III.5](#) ;

$R^2 = 0,997$). Aucune corrélation n'est observable entre les teneurs en tungstène et les teneurs en plomb. On notera que ces échantillons de l'auréole de métamorphisme hydrothermal semblent également montrer une corrélation entre leurs teneurs en cuivre et leurs teneurs en silice (Figure III.5 ; $R^2 = 0,923$). Il faut cependant remarquer que l'échantillon présentant la plus haute teneur en cuivre est l'échantillon Tz11/02 prélevé hors du district minéralisé de Tighza.

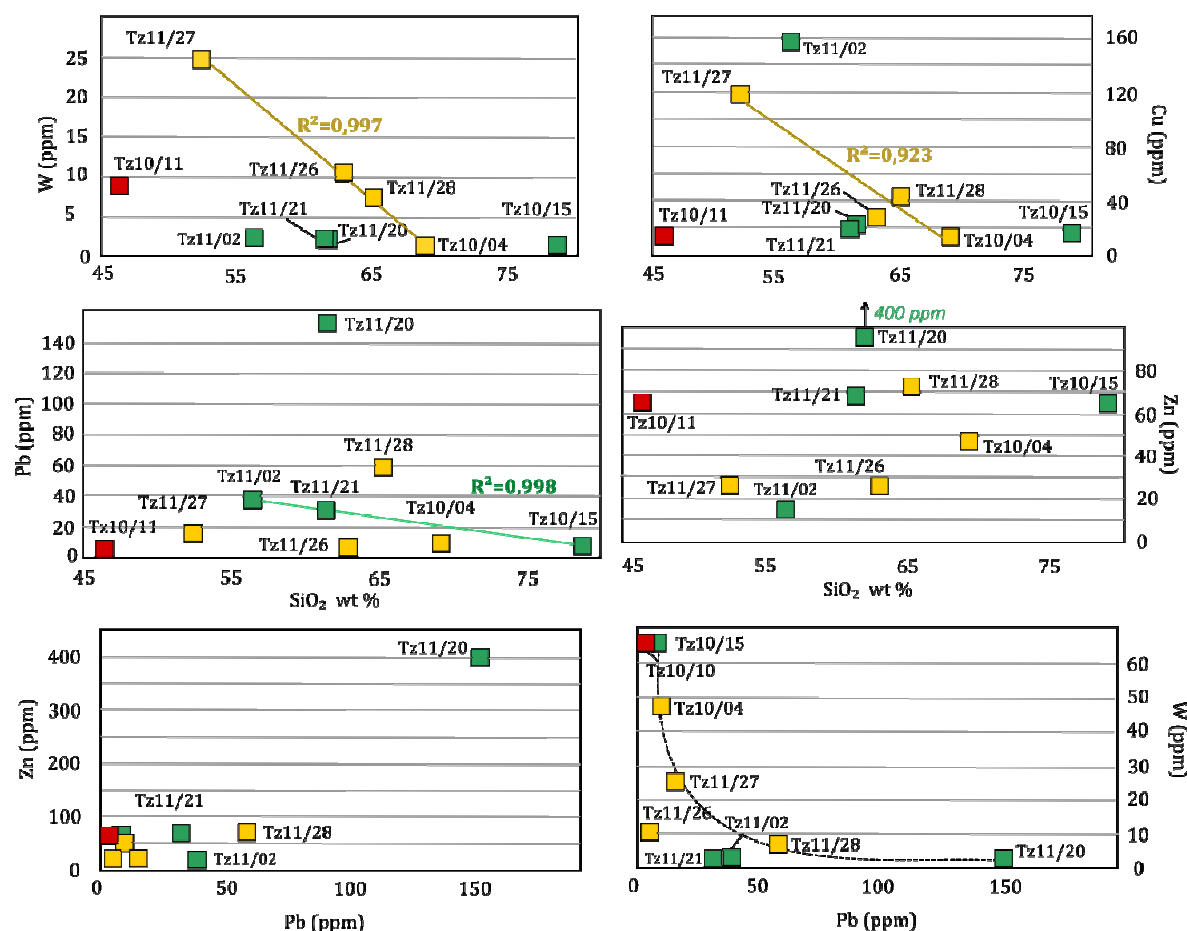


Figure III. 5. Eléments traces représentés en fonction de la teneur en silice et de la teneur en plomb des échantillons d'encaissants sédimentaires et métasédimentaires.

III.2.4 Synthèse et conclusions de l'étude géochimique des roches sédimentaires et métasédimentaires

L'analyse des éléments majeurs des roches sédimentaires encaissantes montre bien une distinction générale entre les échantillons localisés hors de l'auréole hydrothermale, et ceux localisés dans cette auréole. On observe un appauvrissement relatif en MgO et Fe₂O₃ des échantillons de l'auréole par rapport à ceux localisés hors de l'auréole. On observe dans les échantillons de ces deux groupes, des tendances opposées pour leurs

teneurs en CaO et Na₂O. Les échantillons de l'auréole hydrothermale montrent un enrichissement relatif en K₂O par rapport aux échantillons localisés hors de l'auréole. Ces variations chimiques des éléments majeurs confirment le caractère métasomatique de l'hydrothermalisme responsable de la formation de l'auréole de métamorphisme hydrothermal potassique de Tighza ([Cheilletz et Isnard, 1985](#)).

Les teneurs en éléments des terres rares des échantillons ne varient pas beaucoup entre les échantillons de l'auréole et ceux localisés hors de l'auréole. Les teneurs restent du même ordre de grandeur pour les deux types d'échantillons, en particulier pour les terres rares légères. Les spectres des terres rares lourdes semblent se disperser légèrement mais les échantillons restent tous dans le même ordre de grandeur. **L'hydrothermalisme responsable de l'auréole de métamorphisme hydrothermal ne semble donc pas affecter les teneurs en éléments des terres rares des roches sédimentaires encaissantes.**

Les éléments traces permettent de distinguer deux populations d'échantillons correspondant à deux systèmes hydrothermaux (W-Au et Pb-Zn-Ag) distincts. D'une part, tous les échantillons prélevés dans l'auréole de métamorphisme hydrothermal ont des teneurs en tungstène plus importantes que les échantillons prélevés hors de l'auréole (sauf Tz10/04). Par ailleurs, l'auréole de métamorphisme hydrothermal se caractérise par une altération potassique à biotite ([Cheilletz et Isnard, 1985](#)). Le lien entre les minéralisations W-Au et l'auréole de métamorphisme hydrothermal est très clair. D'autre part, les teneurs en plomb sont faibles dans presque tous les échantillons indépendamment de leur proximité par rapport à un filon minéralisé en Pb-Zn-Ag (sauf Tz10/20). Les circulations hydrothermales à W-Au semblent donc plus pervasives que les circulations hydrothermales à Pb-Zn-Ag. **Les teneurs en W et en Pb-Zn ne sont pas corrélées entre elles. Le tungstène est bien corrélé avec l'hydrothermalisme responsable de l'auréole de métamorphisme hydrothermal, le Pb-Zn appartient lui à un autre système.** Ces observations confirment l'étude de [Cheilletz et Isnard \(1985\)](#). On retrouve les paramètres du métamorphisme hydrothermal décrit par ces auteurs, à savoir : K₂O, Na₂O et Cu. Ces éléments caractérisent l'altération potassique de l'auréole de métamorphisme hydrothermal, associée aux minéralisations filoniennes à W-Au.

Ces analyses montrent une distinction géochimique entre les systèmes hydrothermaux minéralisateurs en W-Au et en Pb-Zn-Ag, qui confirme la distinction structurale observée entre ces deux systèmes.

III.3 Roches magmatiques

Le magmatisme de Tighza est représenté par deux types d'intrusions magmatiques : des stocks et des dykes ([Figure III.6](#)).

Les stocks affleurent selon un axe N-S avec du Sud au Nord les stocks dits du « Granite du Kaolin », « Granite de la Mine », « Granite du Mispickel », les « Pitons de Tighza » et enfin, au nord de la faille de Tighza, le stock granitique d'Izougarsa nommé d'après la carte topographique de Mrirt.

Les dykes constituent dans tout le district un réseau très important (présentés en rouge sur la [figure III.6](#)). Ils sont globalement parallèles entre eux, selon le même axe NE-SW que les structures tectoniques varisques (plis, chevauchements) du district.

Une auréole de métamorphisme hydrothermal se trouve au cœur du district, centrée sur le stock de la Mine et qui s'étend jusqu'au Sud du stock du Kaolin et au Nord du stock du Mispickel. Cette auréole a tout d'abord été interprétée comme le résultat d'un métamorphisme de contact généré par une intrusion magmatique subvolcanique dont les stocks seraient les apophyses ([Agard et al., 1958](#)). Une étude pétrographique réalisée sur l'auréole de métamorphisme a par la suite permis de mettre en évidence le caractère hydrothermal du métamorphisme ([Cheilletz, 1984](#), voir aussi Chapitre I). Ce métamorphisme hydrothermal serait responsable de la minéralisation en W-Au du district d'après [Cheilletz \(1984\)](#) et [Giuliani et al. \(1989\)](#).

III.3.1 Présentation des échantillons

Les stocks du Kaolin (Tz10/41) et de la Mine (Tz10/05) ont été échantillonnés au cœur du district. Ces stocks sont accessibles par les travaux miniers réalisés sur le filon Signal, ce qui permet l'acquisition d'échantillons frais. Un dyke (Tz10/42) de pâte très claire, qui recoupe le stock du Kaolin a également été prélevé dans ces travaux. Le stock du Mispickel n'a pas fait l'objet d'un échantillonnage en raison de son état d'altération important en surface, et l'impossibilité d'un échantillonnage en profondeur. De même, les pitons de Tighza n'ont pas été échantillonnés. Le stock d'Izougarsa (Tz11/04) a été choisi car il est topographiquement situé au même niveau que les autres stocks, mais se situe hors du bloc minéralisé du district de Tighza. Enfin deux dykes de deux faciès distincts (microgranodiorite Tz10/27 recoupée par un microgranite Tz10/26 ; [Figure III.14](#)) ont été échantillonnés au Sud du district, hors de l'auréole de métamorphisme hydrothermal, dans les travaux miniers du filon d'Ighrem Aousser. La figure II.6 présente la localisation des échantillons sur la carte géologique de Tighza.

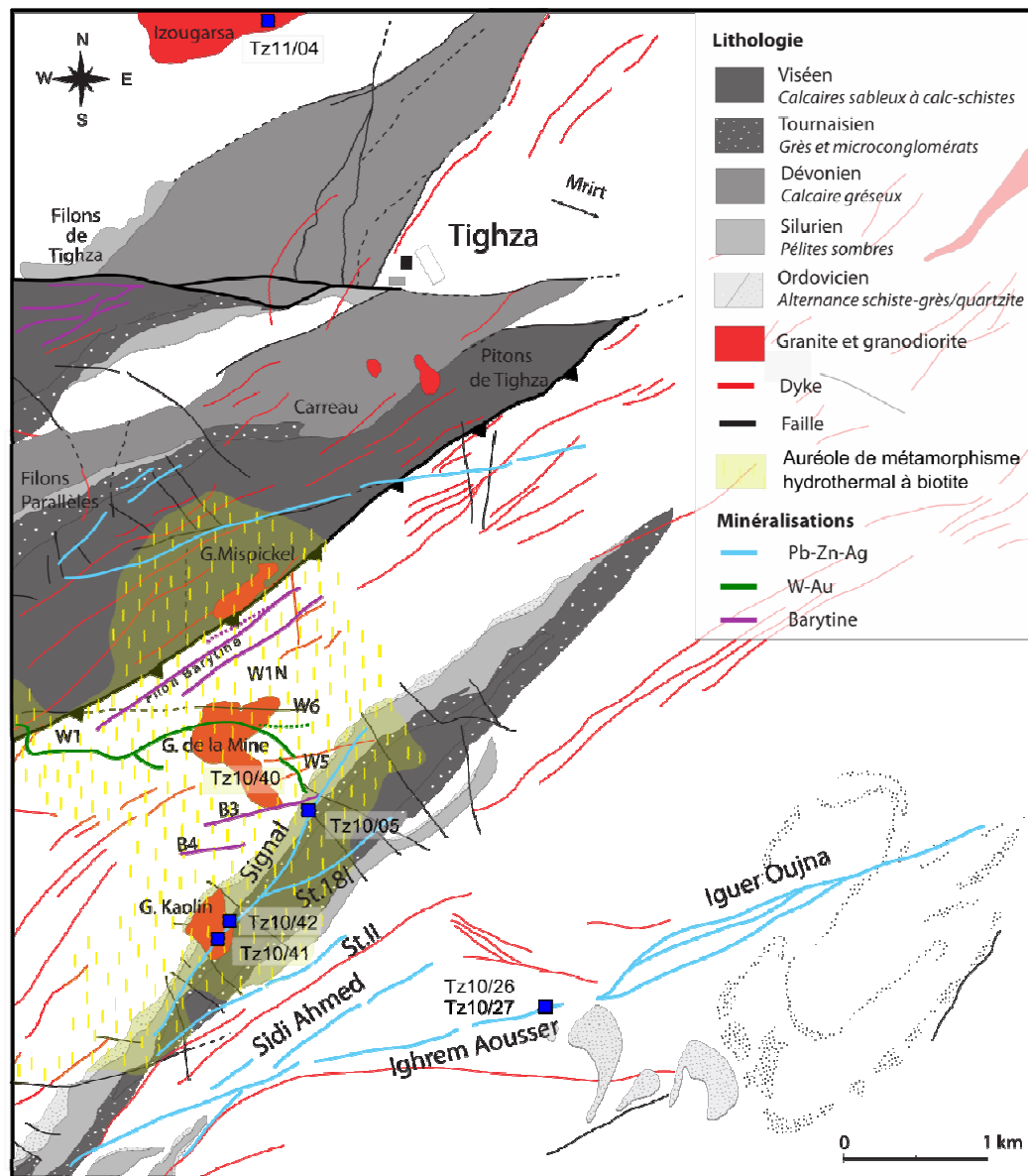


Figure III. 6. Localisation des échantillons de roches magmatiques sur la carte géologique du district de Tighza (redessinée d'après Agard et al., 1958, d'après les données du service géologique de la CMT, et d'après la carte de l'auréole de métamorphisme hydrothermal potassique à biotite de Cheilletz et Isnard, 1985).

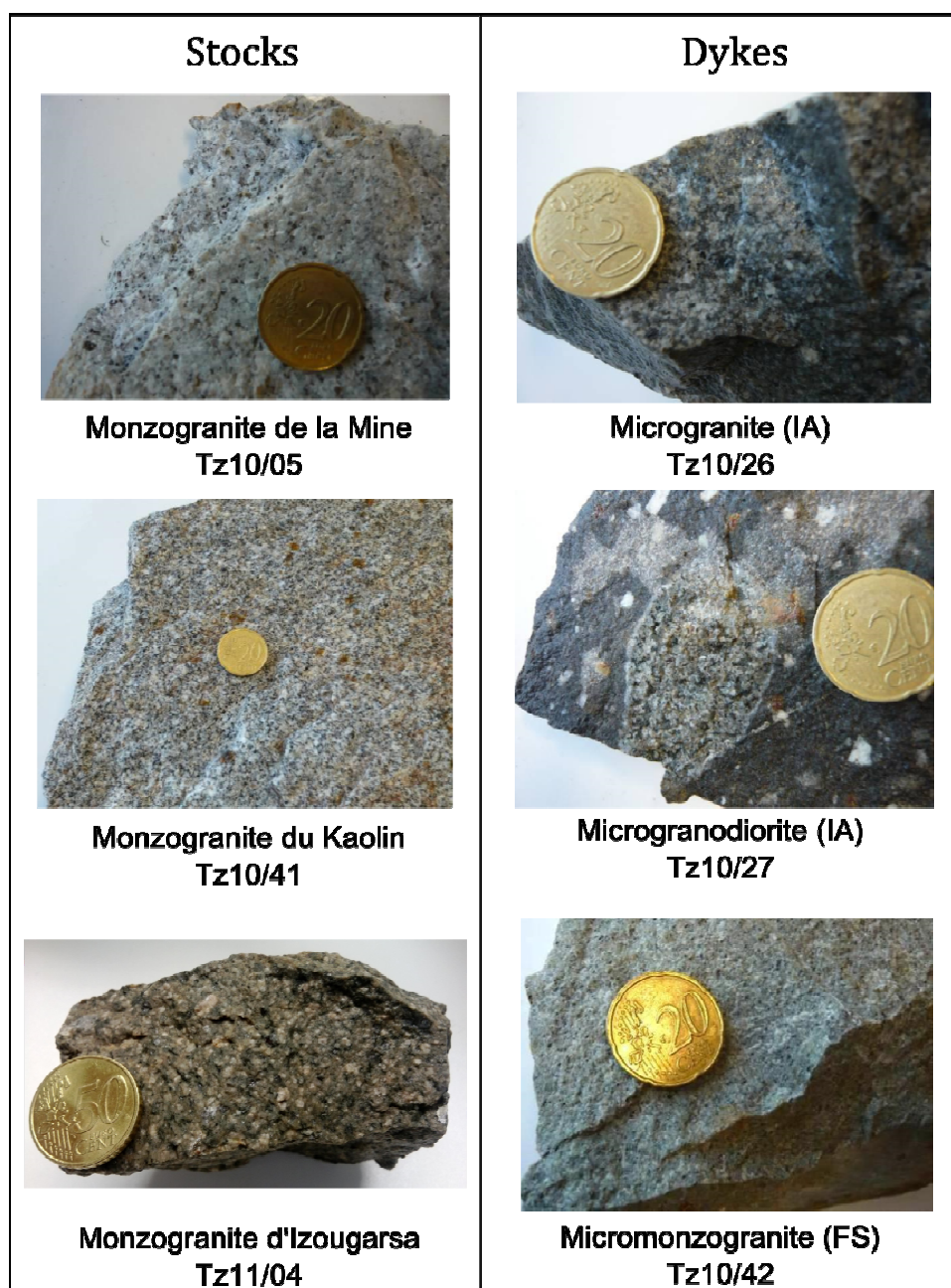


Figure III. 7. Photos macroscopiques des échantillons granitiques de Tighza.
Les dykes ont été échantillonnés à proximité de filons à Pb-Zn-Ag, IA : filon Ighrem Aousser, FS : filon Signal.

III.3.1.1 Stock du Granite de la Mine (Tz10/05)

Le stock de la Mine est encaissé principalement dans des schistes métamorphisés de l'Ordovicien. C'est l'affleurement granitique le plus important en terme de taille dans le district de Tighza. Il est très arénisé en surface. Il est recoupé par les travaux du filon du Signal ce qui a permis de prélever un échantillon frais en profondeur (Tz10/05 ; [Figure III.6](#), [Figure III.7](#)).

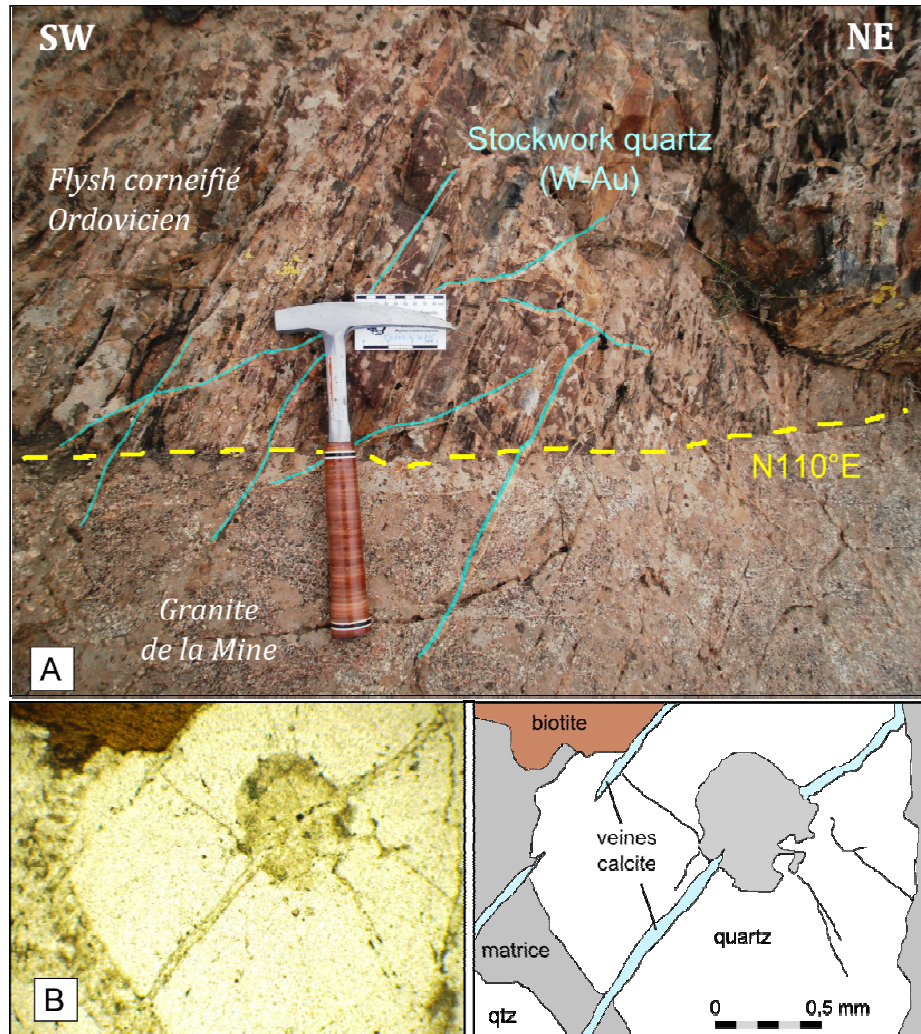


Figure III. 8. Photo du contact, entre le Granite de la Mine et les schistes ordoviciens, au Sud des haldes du filon W1N. Le contact est recoupé par des filons de quartz appartenant à la minéralisation W-Au. **B, Veines de carbonates recoupant les cristaux de quartz du stock de la Mine.** La photo prise au microscope optique, en LPNA, est accompagnée d'un dessin schématique légendé.

Ce stock est traversé par un réseau de filonnets de quartz primaire associés au système W-Au (antérieur à la minéralisation Pb-Zn-Ag). Un filon à quartz du système W-Au se disperse dans le « Granite de la Mine » en empruntant des fractures qui pourraient correspondre à de la fracturation hydraulique. On peut constater que le contact entre le granite et le schiste métamorphisé est recoupé par ce réseau de filonnets à quartz du système W-Au. Les filonnets de quartz sont donc postérieurs à la mise en place du granite (Figure III.8A).

Les épontes des filonnets de quartz ainsi que la matrice du granite présentent souvent une altération de surface couleur rouille due à l'oxydation de surface des sulfures dans les filonnets et dans le granite.

Le granite de la Mine présente une texture grenue, à cristaux millimétriques d'orthose, d'albite et de quartz. Il contient quelques enclaves ferromagnésiennes. La mésostase microgrenue contient du quartz, des orthoses parfois zonés et de la biotite. Les minéraux opaques et les apatites sont peu développés. Parmi les minéraux opaques on notera la présence de sulfures et notamment de pyrite pouvant être automorphe.

Le Granite de la Mine est peu altéré. Des biotites sont chloritisées principalement le long de leurs clivages mais on peut trouver des biotites saines non altérées. Des albites sont en cours de séricitisation mais, comme pour les biotites, on retrouve des albites saines. On notera également la présence de filonnets millimétriques de carbonates pouvant être associés au système Pb-Zn-Ag (Figure III.8B).

III.3.1.2 Stock du Granite du Kaolin (Tz10/41)

Le stock du Kaolin affleure à 1 km environ au Sud du stock de la Mine (Figure III.6) entre la bordure Nord du synclinal viséen et les crêtes de quartzites. Il est encaissé dans des schistes métamorphisés du Dévonien. Le stock du Kaolin est également recoupé par des filonnets de quartz du système à W-Au. Il a été échantillonné en profondeur, dans les travaux miniers du filon Signal.

Le Granite du Kaolin a une texture phanéritique à phénocristaux de plagioclase. Parmi les minéraux accessoires opaques, on trouve des sulfures xénomorphes où la pyrite domine. Les pyrites apparaissent parfois sous forme automorphe (Figure III.9).

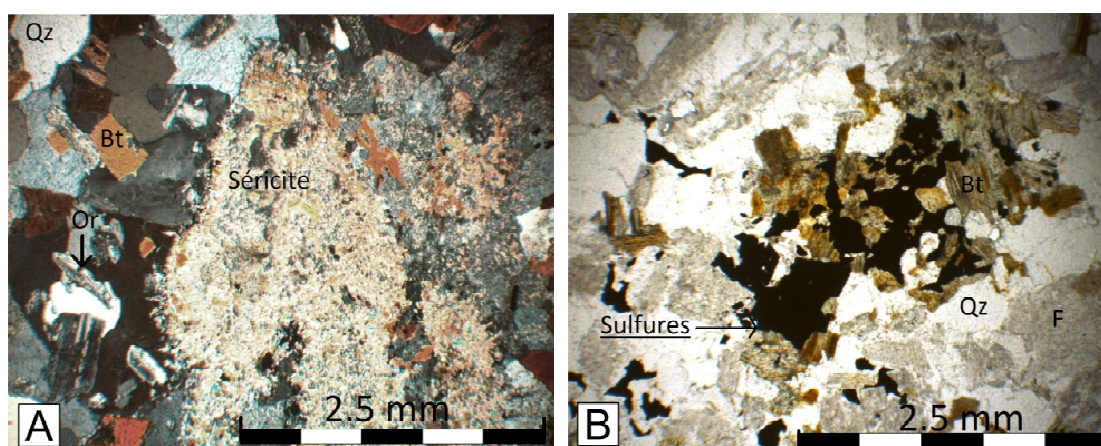


Figure III. 9. Altération du stock du Kaolin observée au microscope optique. A/ séricitisation avancée de la mésostase observée en LPA (lumière polarisée analysée). B/ présence des sulfures (pyrite principalement) observés en LPNA (lumière polarisée non analysée).

Il comporte des enclaves mafiques microgrenues. Les enclaves sont fortement altérées : les biotites sont totalement transformées en chlorite et parfois en muscovite, les

plagioclases sont partiellement altérés en séricite (Figure III.9) et une carbonatation est observable. Les plagioclases des enclaves sont totalement altérés tandis que les biotites sont encore saines (Figure III.9).

III.3.1.3 Stock granitique d'Izougarsa (Tz11/04)

Le granitoïde d'Izougarsa est localisé au Nord de la faille de Tighza, hors du bloc minéralisé du district de Tighza. Il forme un relief important qui se trouve topographiquement au même niveau que les stocks granitiques de la Mine et du Kaolin (Figure III.10).

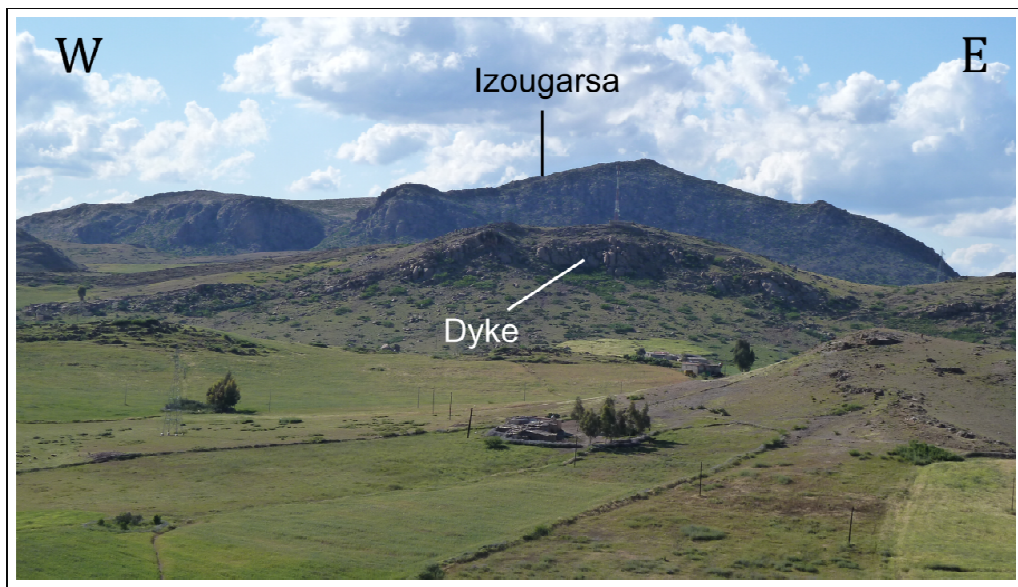


Figure III. 10. Panorama de l'affleurement du granitoïde d'Izougarsa. La photo est prise au nord de la faille de Tighza

La roche est microgrenue avec des phénocristaux automorphes de biotite, plagioclases, feldspaths potassiques et quartz. La mésostase est composée principalement de quartz et de feldspaths, on y retrouve également de la biotite et des minéraux opaques dont des sulfures. La roche présente une légère altération de ses biotites qui sont partiellement chloritisées (Figure III.11). Les albites montrent également des signes de séricitisation. Cet échantillon a du être échantillonné en surface contrairement aux deux stocks précédents de la Mine et du Kaolin. Il est toutefois très peu altéré.

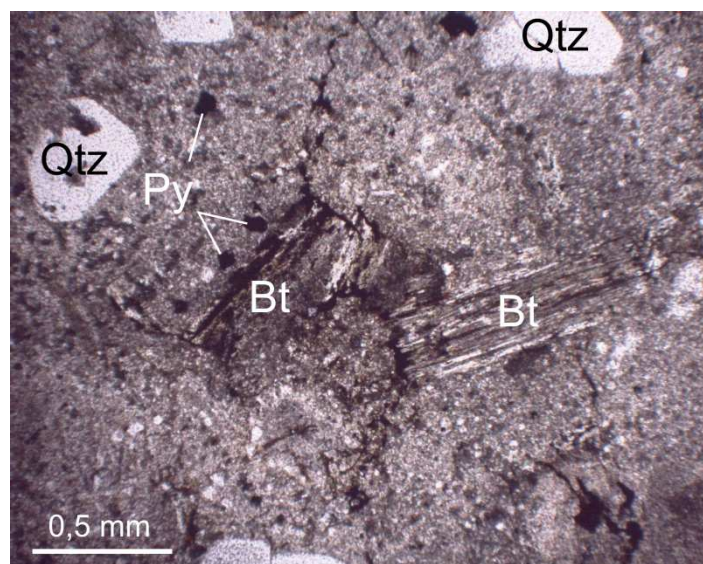


Figure III. 11. Biotites et pyrites du micromonzogranite d'Izougarsa observés au microscope optique en lumière naturelle.

III.3.1.4 Dykes (Tz10/26, Tz10/27 et Tz10/42)

Les intrusions magmatiques ajoutées à la totalité des dykes présents dans le district représentent un volume très important de magma. Les dykes forment des reliefs importants dans le district ([Figure III.12](#)). [Agard et al. \(1958\)](#) ont observé un dyke affleurant sur 3 km et recoupé par le stock de la Mine et en ont conclu que les dykes étaient postérieurs à la mise en place des stocks. Les études de terrain montrent que les stocks de la Mine et du Kaolin sont recoupés en profondeur par les dykes. L'échantillonnage effectué met en évidence deux types de dykes : des microgranodiorites (Tz10/27) et des microgranites (Tz10/26, Tz10/42).

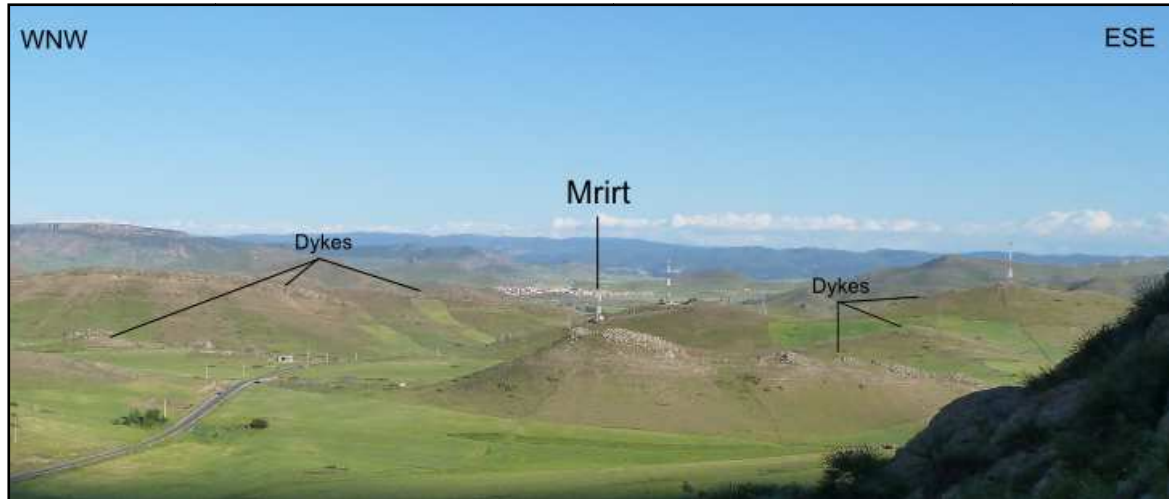


Figure III. 12. Panorama de Mrirt, vu depuis le stock granitique d'Izougarsa. Les dykes affleurent au sommet des collines et se démarquent très bien dans le paysage.

La microgranodiorite (Tz10/27 , [Figure III.7](#)) a une texture microgrenue porphyrique à cristaux automorphes de biotite et de plagioclases, plus ou moins zonés, avec un peu de quartz et d'orthose. Ces cristaux sont contenus dans une mésostase aphanitique à plagioclase + biotite + quartz + orthose. Parmi les minéraux accessoires, on trouve l'assemblage suivant : apatite + zircon + sphène + opaques ± sulfures.

L'altération est peu marquée et se présente sous la forme d'une séricitisation des plagioclases, d'une carbonatation locale et d'une chloritisation des biotites, notamment aux bordures de filonnets hydrothermaux ([Figure III.13](#)).

On peut trouver des enclaves microgranitiques au sein des granodiorites, dans lesquelles la texture est phanéritique à microgrenue ([Figure III.7](#)). On retrouve des cristaux millimétriques de quartz + albite + biotite + orthose. L'altération est beaucoup plus importante dans ces enclaves, l'albite y est complètement séricitisée, et la biotite est chloritisée ([Figure III.13](#)). De nombreuses plages de carbonatation sont également observables. Un dyke de microgranodiorite recoupé par un dyke de microgranite a été observé au niveau du filon d'Ighrem Aousser, au Sud du district ([Figure III.14](#)).

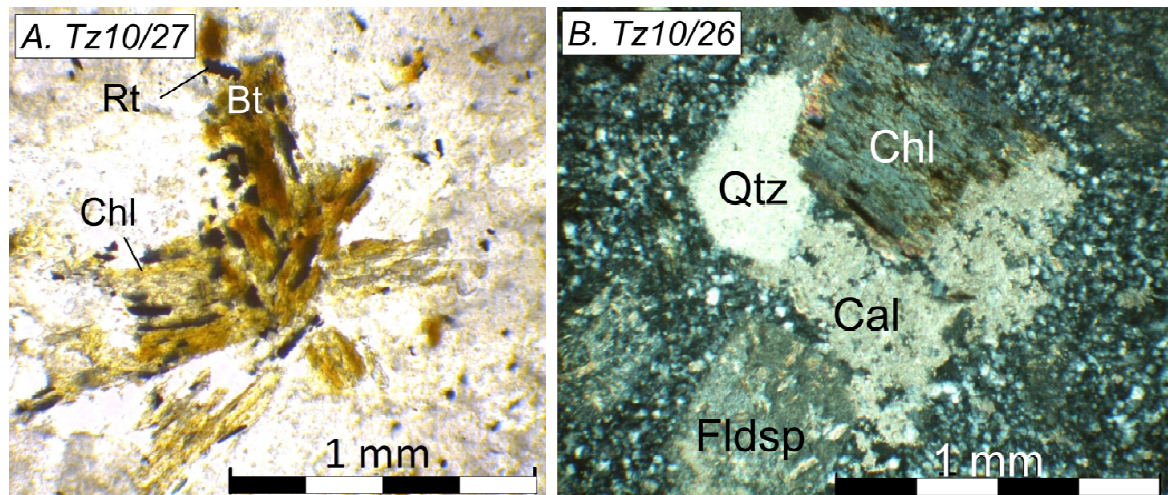


Figure III. 13. Observation au microscope optique des dykes (A) Tz10/27 en lumière naturelle et (B) Tz10/26 en lumière polarisée analysée.

Les microgranites identifiés sur le terrain (Tz10/26, Tz10/42) ont des compositions très proches : quartz + albite + biotite + orthose + zircon + apatite + opaques. Ce sont plus exactement des microgranodiorites riches en quartz, à texture microgrenue porphyrique. La matrice contient du quartz, de la biotite et des feldspaths.

L'altération de ces roches est plus prononcée que pour la granodiorite Tz10/27 décrite précédemment. Les biotites sont entièrement chloritisées et muscovitisées, et les plagioclases sont très fortement séricitisés. On observe de nombreux remplissages (fractures, filonnets) de carbonates. Les sulfures à pyrite dominante sont nombreux et parfois automorphes.

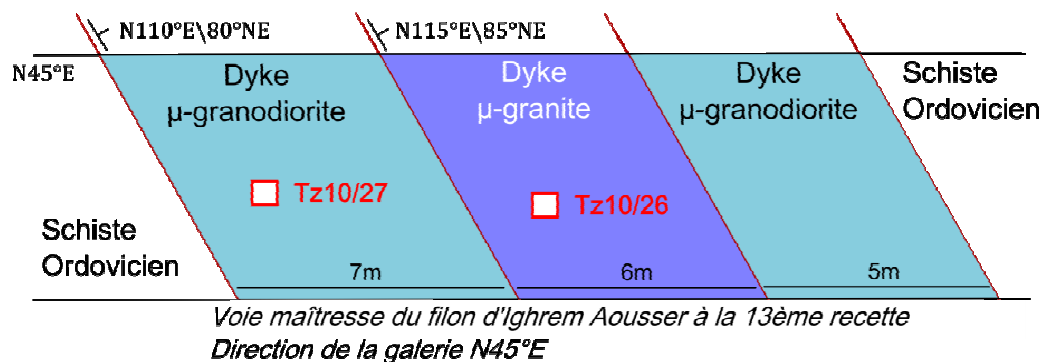


Figure III. 14. Echantillonnage des dykes Tz10/26 et Tz10/27. Le microgranite semble recouper ici la microgranodiorite mais par ailleurs (Figure II.7), on observe des enclaves de microgranite dans la granodiorite. Les observations suggèrent que les deux types de dyke sont contemporains.

III.3.2 Géochimie

Les analyses chimiques ont été effectuées dans les mêmes conditions que les analyses chimiques des roches sédimentaires (voir III.2.2., SARM, CRPG-Nancy).

III.3.2.1 Géochimie des éléments majeurs

Le diagramme SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ est classiquement utilisé comme grille de nomenclature. Sur ce diagramme ([Figure III.15](#)) les échantillons se trouvent tous à la limite entre le domaine des granodiorites et le domaine des granites, excepté un dyke (Tz10/27) qui a une composition en silice plus basse que les autres échantillons (63wt.% de SiO_2 pour Tz10/27 contre 68 à 73wt.% pour les autres échantillons ; [Figure III.15](#)). Ce dyke (Tz10/27) se trouve ainsi à la limite entre le domaine des granodiorites et celui des diorites-tonalites.

Etant donné que nos échantillons se distribuent à la limite entre les domaines des granodiorites et des granites, nous avons affiné la nomenclature en utilisant la classification de [Debon et Le Fort \(1988\)](#).

Le diagramme Q-P nous permet de mettre en relief le ratio plagioclases / feldspaths et les teneurs en quartz pour préciser le type de granitoïde de nos échantillons. Le paramètre Q est directement proportionnel aux teneurs en quartz de la roche.

On constate que seul le dyke Tz10/42 appartient réellement à la catégorie des granodiorites, tandis que les stocks granitiques se distribuent dans le domaine des monzogranites.

Des deux autres dykes, l'échantillon Tz10/27, précédemment localisé à la limite du domaine des diorites/tonalites en raison de ses faibles teneurs en silice, accompagne les stocks granitiques dans le domaine des monzogranites tandis que l'échantillon Tz10/26 est à la limite des granites.

Mis à part le monzogranite d'Izougarsa Tz11/04 et le dyke microgranodioritique Tz10/42, tous nos échantillons semblent appartenir à une même lignée magmatique calco-alcaline. Le monzogranite d'Izougarsa Tz11/04 présente de très hautes teneurs en quartz. Le dyke de microgranodiorite Tz10/42 peut avoir subi une altération plus importante. En effet ce dyke a été échantillonné dans les travaux miniers, à proximité des filons à W-Au, au coeur de l'auréole de métamorphisme hydrothermal. Il est albitisé et carbonaté ce qui correspondrait bien à l'altération hydrothermale.

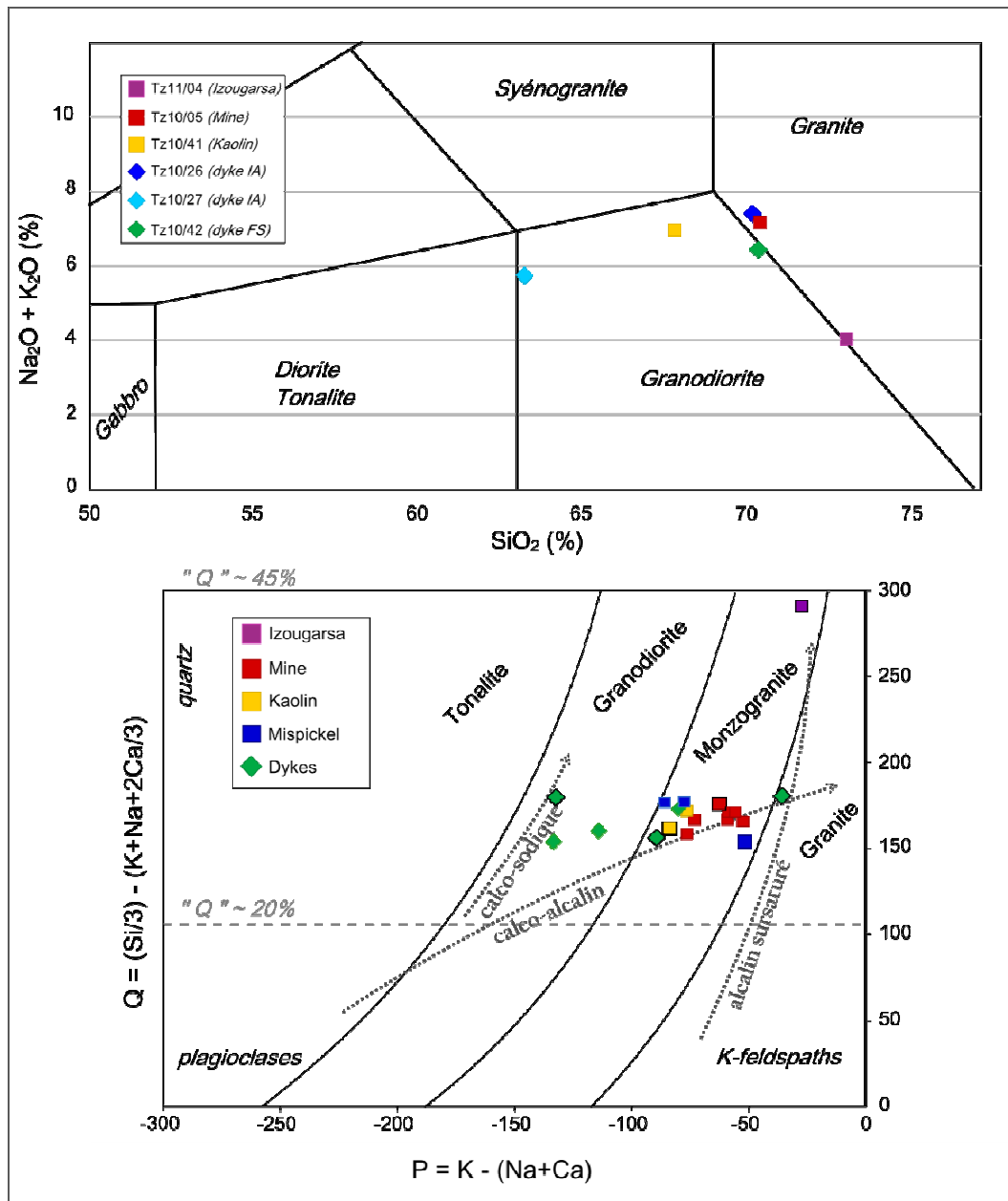


Figure III. 15. Nomenclature des granitoïdes de Tighza. Diagramme $Na_2O + K_2O$ vs SiO_2 et diagramme Q-P d'après Debon et Le Fort, (1988). Le diagramme Q-P présente les données acquises au cours de ce travail (points encadrés) et les données des travaux précédents (Cheilletz, 1984 ; Nerci 2008).

Les relations entre les échantillons sont étudiées par l'utilisation de diagrammes de Harker (Figure III.16). On observe une bonne corrélation entre Al_2O_3 et SiO_2 pour tous nos échantillons excepté le monzogranite d'Izougarsa Tz11/04 (Figure III.16 ; $R^2 = 0,966$). Tous les échantillons semblent ainsi appartenir à une même lignée calco-alcaline, hormis Tz11/04 qui appartient à un compartiment tectonique différent (Nord de la faille de Tighza, Figure III.16).

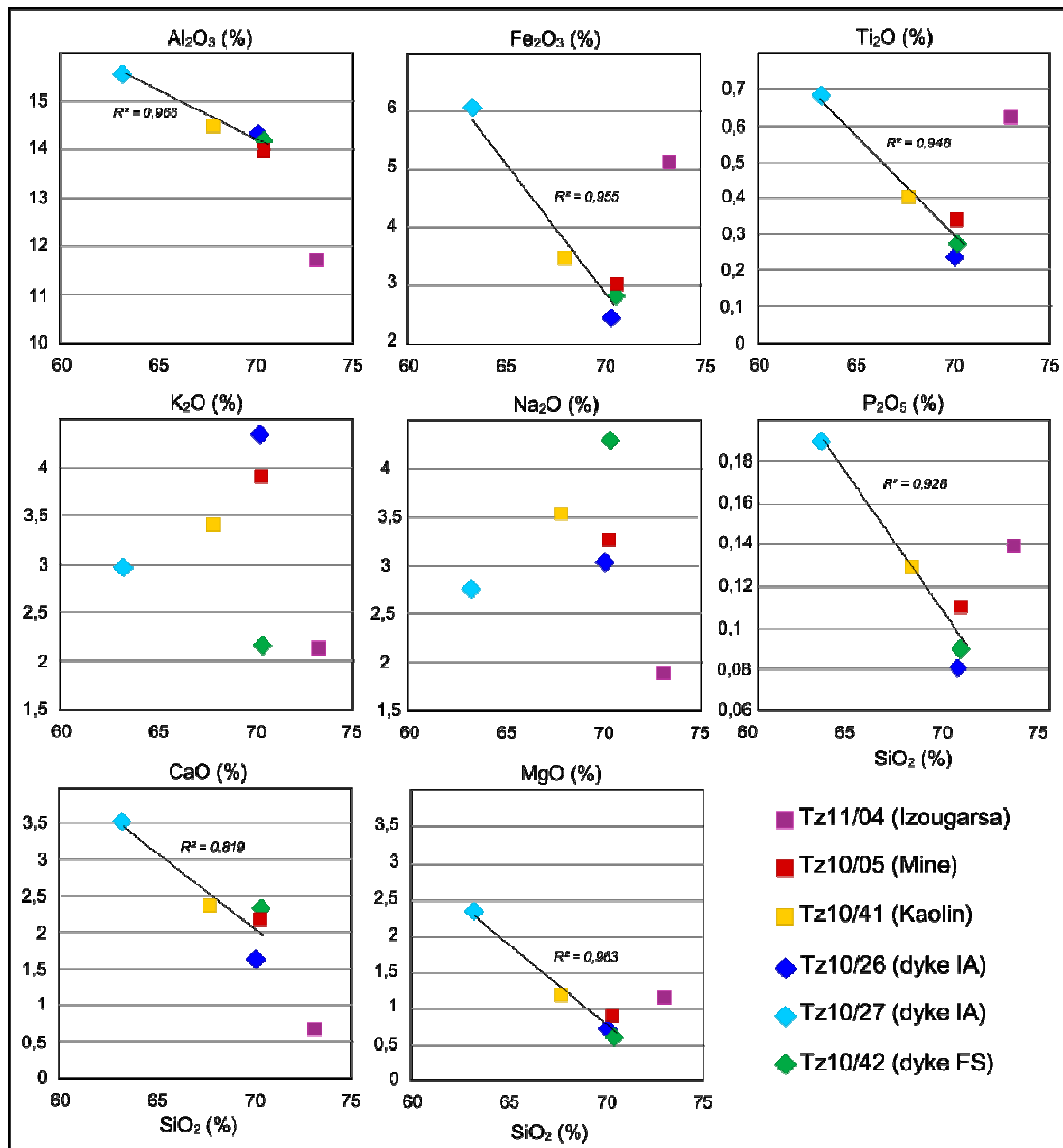


Figure III. 16. Diagrammes de Harker des éléments majeurs des roches magmatiques de Tighza. Les stocks granitiques sont représentés par des carrés tandis que les dykes sont présentés sous la forme de losanges.

Les échantillons de la même lignée calco-alcaline présentent des corrélations claires de leurs teneurs en Fe_2O_3 ($R^2 = 0,955$), MgO ($R^2 = 0,963$), TiO_2 ($R^2 = 0,948$) et P_2O_5 ($R^2 = 0,928$; Figure III.16). Les teneurs en CaO de cette lignée sont moins bien corrélées entre les échantillons ($R^2 = 0,819$). En effet, le monzogranite de la Mine Tz10/05 et le dyke Tz10/42 présentent des teneurs légèrement plus importantes que la tendance des autres échantillons. Le monzogranite d'Izougarsa est très riche en silice par rapport aux échantillons de la première lignée calco-alcaline. Ses teneurs en Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 et P_2O_5 sont supérieures à la tendance de cette lignée calco-alcaline. La teneur en CaO est en revanche dans la même tendance des autres échantillons.

Les échantillons de granitoïdes ne présentent aucune corrélation claire des teneurs en Na_2O . Pour les teneurs en K_2O , on peut supposer l'existence d'une corrélation au sein des échantillons de la même lignée calco-alkaline excepté pour le dyke Tz10/42 et le monzogranite d'Izougarsa Tz11/04 dont la teneur est nettement plus basse.

III.3.2.1 Géochimie des éléments des terres rares et éléments traces

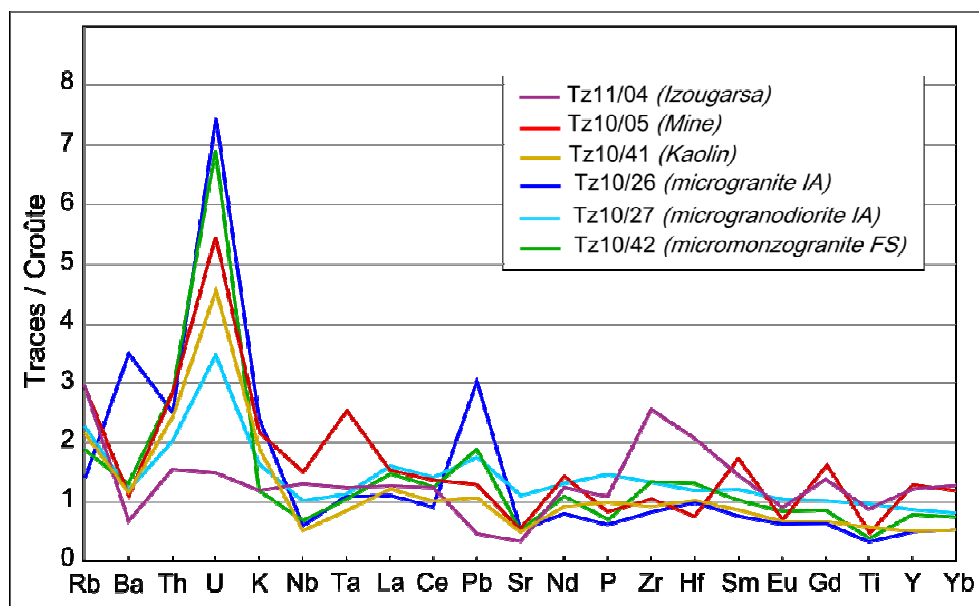
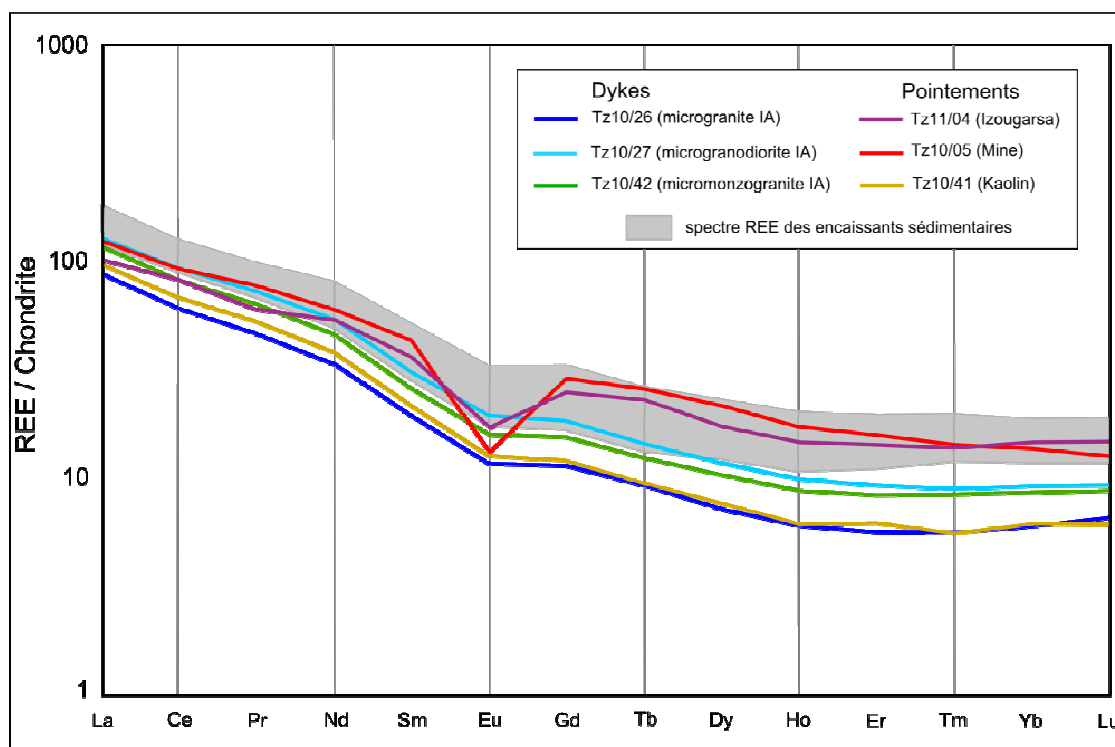
Les analyses des éléments des terres rares des stocks et dykes granitiques sont présentées [figure III.17](#). Les paramètres Eu/Eu^* et $(\text{La}/\text{Yb})_N$ sont donnés dans le [tableau III.2](#). Les données sont comparées avec les teneurs en REE des roches encaissantes sédimentaires. On peut observer que les granitoïdes ont des teneurs en éléments des terres rares du même ordre de grandeur que les roches encaissantes sédimentaires. Les deux stocks d'Izougarsa et de la Mine présentent une anomalie négative significative en Eu en comparaison avec les dykes et le monzogranite du Kaolin ([Tableau III.2](#)).

Tableau III. 2. Paramètres Eu/Eu^* et $(\text{La}/\text{Yb})_N$ des granitoïdes de Tighza

	Tz10/05	Tz10/41	Tz11/04	Tz10/26	Tz10/27	Tz10/42
Eu/Eu^*	0,37	0,79	0,57	0,79	0,82	0,81
$(\text{La}/\text{Yb})_N$	9,06	16,12	7,11	14,97	14,08	14,12

Comme pour les roches sédimentaires, on peut observer un fractionnement entre LREE et HREE avec une dispersion plus importante des HREE. Les échantillons présentent tous un enrichissement relatif en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes ([Tableau III.2](#)). Cet enrichissement est moins important pour les stocks de la Mine et d'Izougarsa que pour les autres échantillons.

La plupart des teneurs en éléments traces des granitoïdes sont dans la moyenne des teneurs en éléments traces de la croûte continentale moyenne hormis pour le monzogranite d'Izougarsa ([Figure III.18](#)). On observe un enrichissement en uranium, en particulier pour les échantillons de dyke Tz10/26 et Tz10/42. Le magmatisme de Tighza s'apparente donc à une lignée issue de la fusion de la croûte continentale.



Les teneurs en thorium des stocks de la Mine (Tz10/05) et du Kaolin (Tz10/41) ainsi que les dykes Tz10/26 (microgranite) et Tz10/42 (microgranodiorite) sont dans les moyennes des teneurs des faciès granitiques (15-18 ppm, Rudnick et Gao, 2003). Le stock d'Izougarsa Tz11/04 et le dyke Tz10/27 ont des teneurs plus proches des moyennes des faciès intermédiaires (7 ppm, Rudnick et Gao, 2003). Les teneurs en uranium sont en revanche plus importantes que la moyenne (4 ppm pour les faciès granitiques et 2 ppm pour les faciès intermédiaires, Rudnick et Gao, 2003), ce qui explique que les rapports Th/U des échantillons se trouvent sous la moyenne de la croûte continentale représentée par la droite Th/U = 4 (Figure III.19). Les teneurs en uranium ne sont pas corrélées aux teneurs en tungstène ce qui écarte l'hypothèse d'un enrichissement en uranium par les fluides hydrothermaux. Il reste l'hypothèse d'une source des granitoïdes anormalement riche en uranium (Cheilletz, 1984).

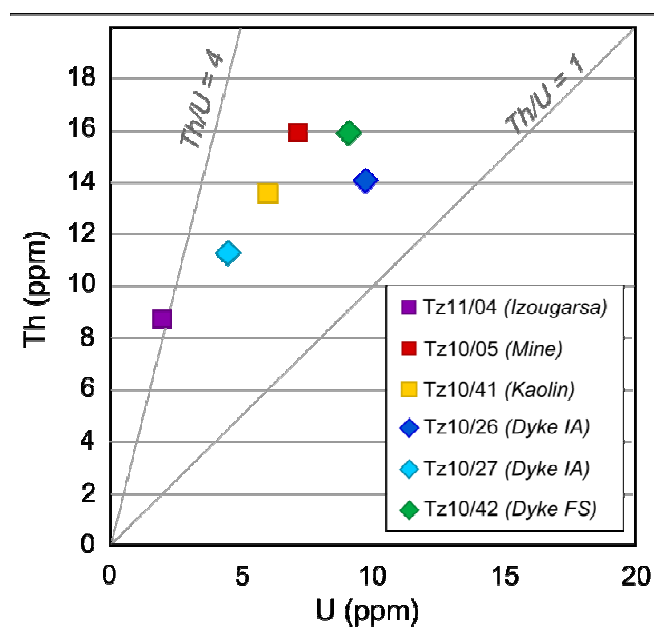


Figure III. 19. Diagramme Th/U des roches magmatiques de Tighza. La droite Th/U = 4 correspond à la moyenne des rapports Th/U de la croûte continentale

III.3.2.3 Synthèse et conclusions de l'étude géochimique des roches magmatiques

Tous les échantillons localisés dans le district de Tighza appartiennent à une même lignée calco-alcaline. Le stock d'Izougarsa (Tz11/04), localisé dans un compartiment tectonique différent se distingue de cette lignée. Le magmatisme de Tighza provient de la fusion de la croûte continentale.

Les teneurs en éléments des terres rares des roches magmatiques sont du même ordre de grandeur à légèrement inférieures aux teneurs des roches sédimentaires encaissantes.

III.3.3 Géochronologie

III.3.3.1 Méthode et échantillonnage

La méthode de datation par les couples U-Pb sur les zircons a été choisie car elle permet de distinguer les successions d'évènements magmatiques et hydrothermaux survenus à Tighza.

Le zircon est un minéral très résistant aux conditions géologiques extrêmes. Sa température de fermeture est de 900°C. Il peut enregistrer des évènements tels que du métamorphisme ou de la fusion partielle. Le zircon peut également subir des transformations au cours d'évènements métamorphiques de grades variés. Il peut cristalliser ou former des surcroissances (<10 µm) dès les faciès prehnite-pumpellyite (250°C, [Ramussen, 2005](#)) et schiste vert (350°C, [Dempster et al., 2004](#)). En condition de faciès amphibolite (> 500°C) le zircon peut recrystalliser s'il contient des zones riches en éléments traces (REE, Th, U). Sous l'effet de la température, les éléments traces à fort rayon ionique distordent le réseau cristallin. Ceci se traduit par une expulsion d'éléments (Th et Pb radiogéniques entre autres) nécessaire au retour à une forme cristallographique plus stable ([Pidgeon, 1992](#)). Les zones recrystallisées ont généralement un rapport Th/U plus faible, et les âges mesurés sur ces zones sont discordants. Ces recrystallisations peuvent se produire lors d'une hausse de la température, dans le cas d'un évènement métamorphique ([Pidgeon, 1992](#)) ou par la percolation de fluides ([Rubatto et al., 2008](#)).

A Tighza les températures du métamorphisme hydrothermal enregistrées autour des stocks granitiques sont de 300 à 350°C dans les filons minéralisés en W-Au ([Cheilletz, 1984](#)), et de 230°C dans les filons à Pb-Zn-Ag ([Nerci, 2006](#)). Si ces gammes de température sont trop basses pour faire recrystalliser les zircons des stocks magmatiques, elles sont néanmoins suffisantes pour générer des auréoles de surcroissance sur les zircons magmatiques et cristalliser de nouveaux zircons ([Dempster et al., 2004](#) ; [Ramussen, 2005](#)).

L'observation des zircons de Tighza au MEB en cathodoluminescence (CRPG, Nancy) montre des zonations compositionnelles observables par une alternance de bandes claires et sombres ([Figure III.20](#)). Cette alternance est créée par des enrichissements et appauvrissements successifs en éléments lourds (Hf, Th, U, REE...) dans l'environnement immédiat du zircon en cours de croissance ([Cherniak et al., 1997](#)). La succession des surcroissances se produit lorsqu'une hausse des températures affecte le zircon. Celui-ci enregistre ainsi les différents évènements par la cristallisation de zones de croissance.

Certains zircons présentent des cœurs hérités témoins de l'âge de la source des magmas granitiques.

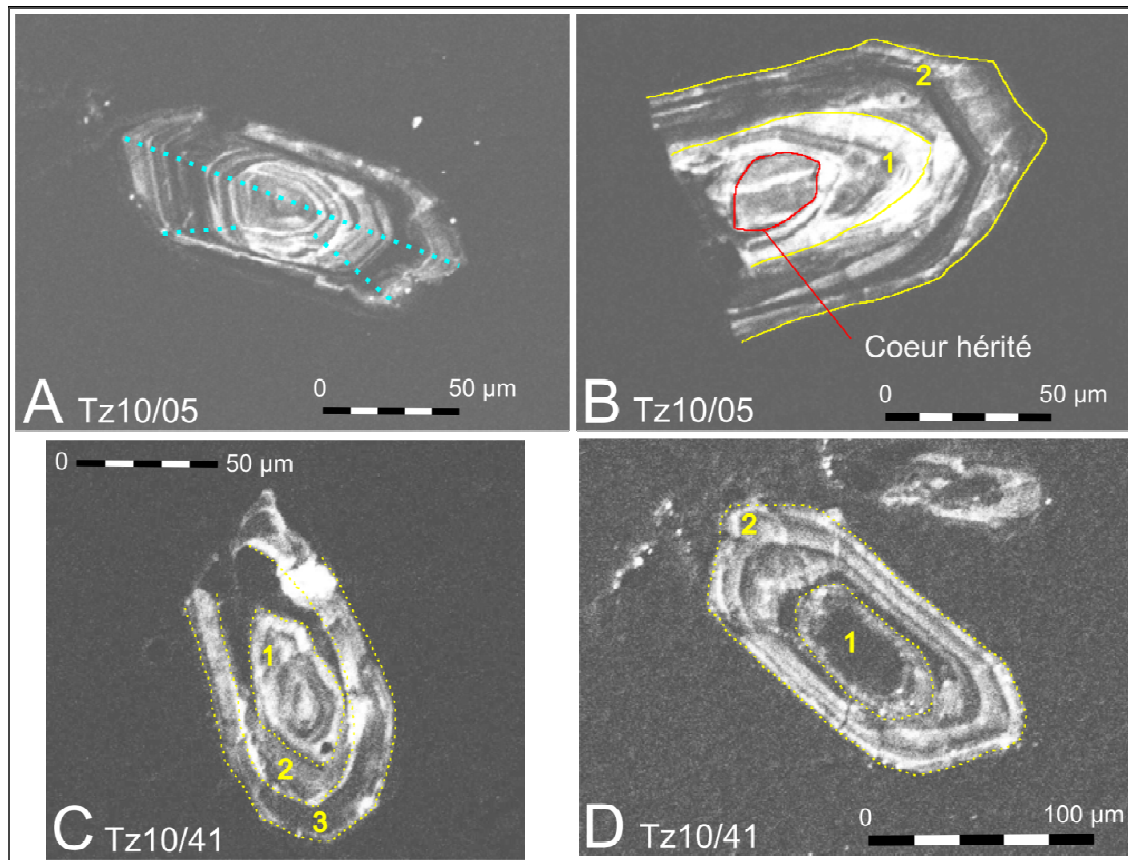


Figure III. 20. Photographies de zircons observés par cathodoluminescence au MEB (CRPG-Nancy). A, Zircon à une seule phase de croissance du monzogranite de la Mine. Ce zircon présente des zones de croissances toutes parallèles les unes aux autres. Les axes de croissances sont soulignés par les pointillés bleus. B, Zircon à cœur hérité (souligné en rouge) du monzogranite de la Mine. Ce zircon possède deux phases de croissance numérotées et soulignées en jaune. Il s'est formé à partir d'un zircon ancien postérieur au magmatisme de Tighza. C, Zircon à trois phases de croissance du monzogranite du Kaolin. On remarquera les réorientations des axes de croissance qui permettent de distinguer les trois phases. D, Zircon à deux générations de croissance du monzogranite du Kaolin.

La sonde ionique permet d'effectuer des analyses isotopiques U-Pb ponctuelles (faisceau de l'ordre de 10 à 30 μm de diamètre). Les mesures sur les zones de croissance peuvent être distinguées des mesures sur les cœurs de zircons. On peut ainsi mesurer des groupes de points appartenant à l'évènement de cristallisation du zircon, c'est à dire l'âge de mise en place de la roche magmatique d'où il provient. On peut également dater des évènements métamorphiques postérieurs en ciblant les bordures de surcroissance des zircons (Figure III.20). Cet outil nous offre ainsi l'opportunité d'établir la chronologie d'évènements magmatiques et hydrothermaux successifs.

Trois stocks de granitoïdes ont été sélectionnés pour la datation : le monzogranite de la Mine (Tz10/05), le monzogranite du Kaolin (Tz10/41), le monzogranite d'Izougarsa (Tz11/04), et un dyke de microgranite du filon d'Ighrem Aousser (Tz10/26).

Ces échantillons ont été tout d'abord broyés puis tamisés. La plus petite fraction ($< 250 \mu\text{m}$) a ensuite été triée par densimétrie. Le zircon ayant une densité importante les minéraux les plus lourds sont isolés par l'utilisation de liqueurs denses (Bromoforme $d = 2,87$; Diiodométhane $d = 3,33$). Ces deux premières étapes ont été réalisées au laboratoire EDYTEM, à l'Université de Savoie. On utilise ensuite les propriétés magnétiques des minéraux de la fraction lourde. Les minéraux ferromagnétiques (tels que les oxydes de fer) ont été séparés par l'utilisation d'un aimant. Un séparateur magnétique Frantz isodynamique a ensuite permis d'isoler les minéraux paramagnétiques (dont les zircons) des minéraux diamagnétiques. La séparation au Frantz isodynamique a été effectuée au laboratoire ISTERRE de l'Université de Savoie et une seconde séparation a par la suite été réalisée au CRPG à Nancy. La dernière étape a consisté à trier à la loupe binoculaire les zircons parmi la fraction restante, puis à les monter sur bagues pour effectuer les observations et analyses. Les zircons ont été ensuite observés au MEB en cathodoluminescence afin d'établir des cartes des zones de croissances nécessaires pour guider les mesures géochronologiques ([Figure III.20](#)).

L'analyse isotopique a été réalisée à la sonde ionique CAMECA IMS-1270 au CRPG de Nancy. Le zircon 91500 de l'Ontario (Canada) a été utilisé comme standard. Ce zircon est daté à $1062,4 \pm 0,4 \text{ Ma}$ ([Wiedenbeck et al. 1995](#)). Il a été monté sur la bague avec les échantillons et analysé tous les six points de mesure. Les rapports $^{238}\text{U}^{16}\text{O}/^{238}\text{U}$ et $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ du standard ont été utilisés pour préciser les mesures d'uranium et de plomb réalisées sur les échantillons ([Compston et al. 1984](#); [Deloule et al. 2002](#)). Le ^{204}Pb a également été mesuré dans le but de corriger l'influence du plomb commun en utilisant le modèle de composition isotopique en plomb de la croûte terrestre de [Stacey et Kramers \(1975\)](#).

III.3.3.2 Résultats

Monzogranite de la Mine Tz10/05

Les âges ont été calculés à partir de l'intercept avec la Concordia de Wetherill. Deux groupes de zircons ont été traités (Figure III.21). Le premier groupe présente de nombreux points concordants autour de 310 Ma. Un second groupe de zircons présente un intercept avec la Concordia de Wetherill à 270 Ma. Les points de ce groupe sont discordants. Cette discordance a pu être provoquée par un événement métamorphique ou hydrothermal.

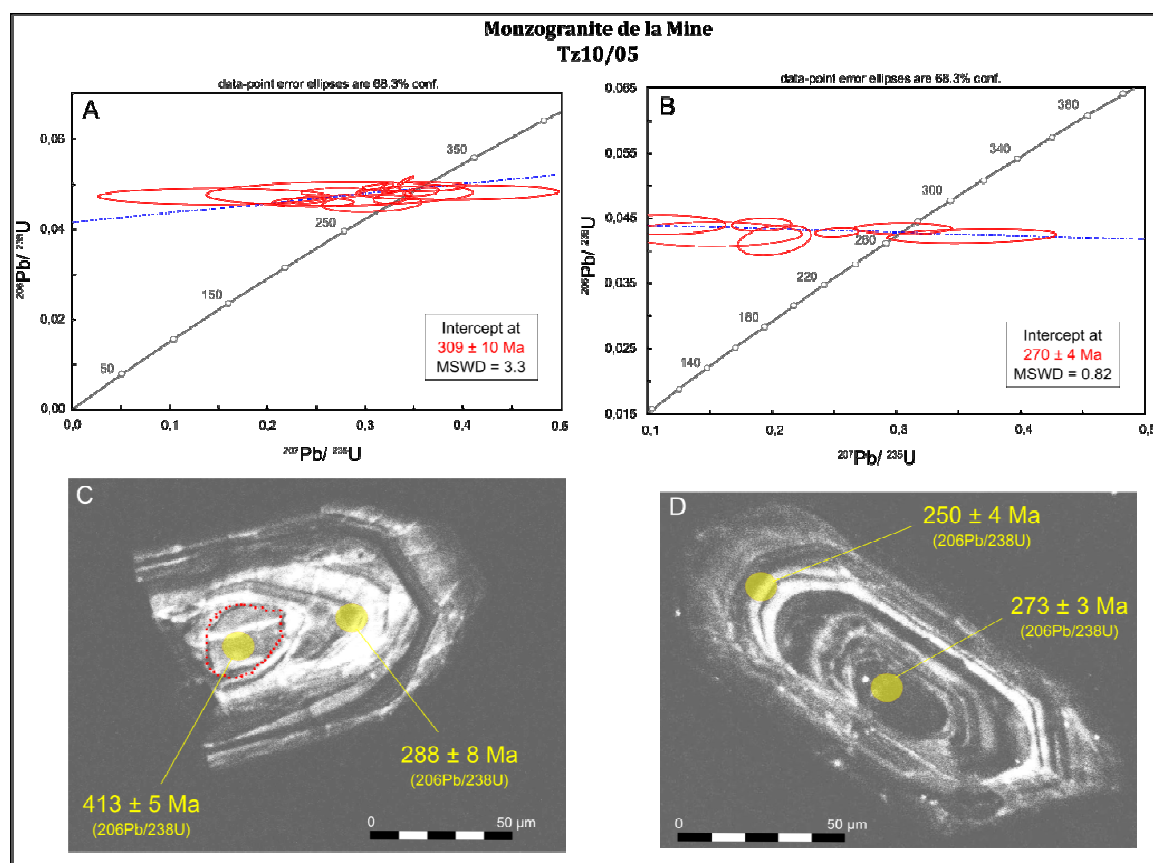


Figure III. 21. Diagramme concordia de Wetherill du monzogranite de la Mine (Tz10/05) pour les groupes analyses effectuées A, au centre des zircons et B, en bordures des zircons. C, Zircon à coeur hérité. Deux âges ponctuels $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ont été mesurés sur ce zircon. Le coeur hérité a été daté ainsi que la première phase de croissance du zircon qui correspond ici à l'épisode magmatique de mise en place du stock de la Mine. D, Zircon postérieur à la cristallisation du monzogranite de la Mine. L'âge ponctuel très récent de 250 ± 5 Ma obtenu sur la bordure est nouveau.

Deux âges distincts sont enregistrés par les zircons du monzogranite de la Mine (Tz10/05), un âge de cristallisation magmatique de 309 ± 10 Ma et un événement postérieur à la mise en place du stock datée à 270 ± 4 Ma. Un nouvel événement plus récent à 250 ± 4 Ma est mis en évidence par un âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ponctuel. Ne disposant pas d'une population de zircons d'âge similaire (~ 250 Ma), un calcul par intercept avec la

Concordia de Wetherhill ne peut être effectué. Cependant l'âge ponctuel $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ est fiable et peut être considéré indépendamment.

On notera la très forte dispersion en ^{207}Pb qui indique une possible contamination en Pb commun ou un défaut analytique (La dérive sur la mesure de l'isotope ^{207}Pb sera rediscutée dans le Chapitre V-3). C'est cette dispersion importante qui est à l'origine de l'incertitude importante que l'on obtient sur les âges d'intercept et qui se retrouve pour tous les échantillons.

Monzogranite du Kaolin Tz10/41

Les zircons du monzogranite du Kaolin présentent également deux âges principaux (Figure III.22) : 295 ± 9 Ma et 268 ± 27 Ma. On observe, comme pour le monzogranite de la Mine, une dispersion en ^{207}Pb très importante.

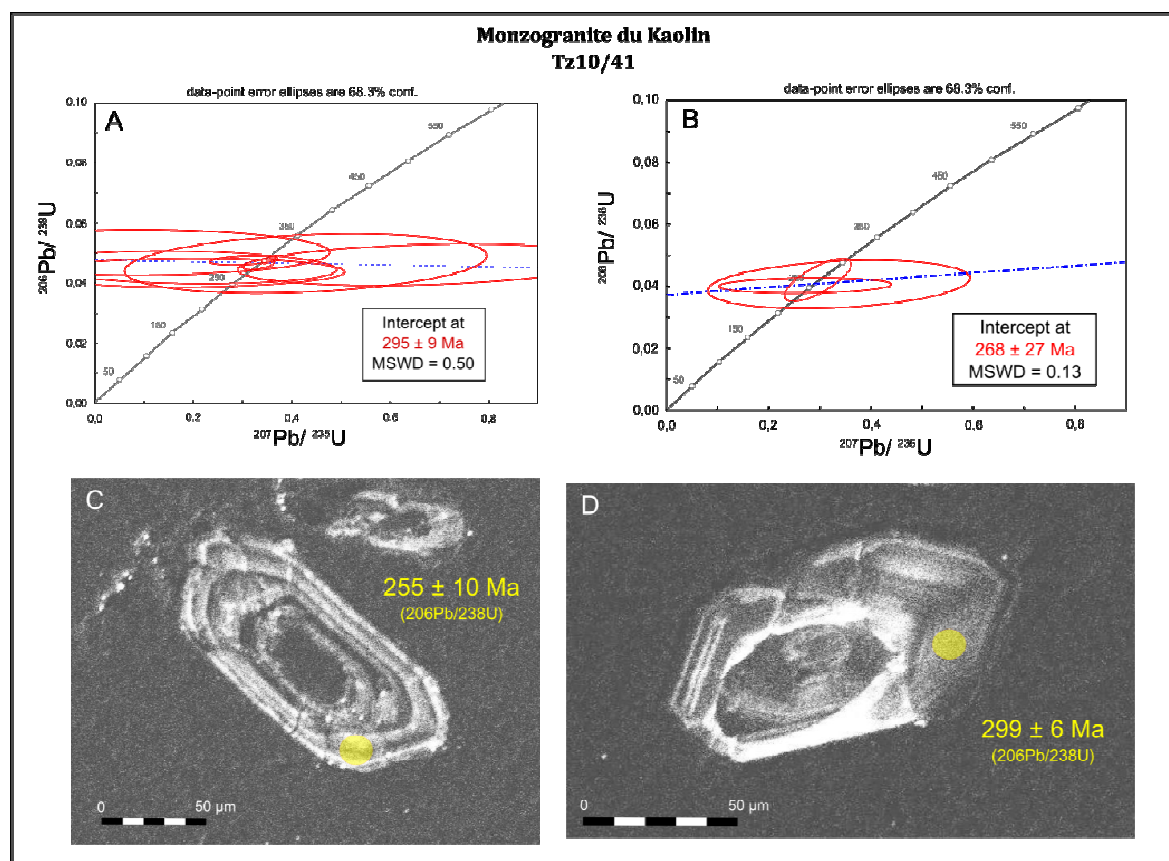


Figure III. 22. Diagramme concordia de Wetherill du monzogranite du Kaolin (Tz10/41) pour les analyses effectuées A, au centre des zircons et B, en bordures des zircons. C, Âge ponctuel le plus jeune obtenu sur les zircons de ce monzogranite. La position du point de mesure à cheval entre deux surcroissances peut être responsable en partie de l'incertitude de la mesure ponctuelle. D, Zircon magmatique contemporain de la cristallisation du monzogranite du Kaolin.

La Concordia inverse des points les plus jeunes n'a pu être calculée en raison de la dispersion en ^{207}Pb , du faible nombre de points et des difficultés techniques en cours

d'acquisition (perte de faisceau primaire en cours d'acquisition). L'âge obtenu à partir de la Concordia de Wetherill présente une très grande incertitude du fait du faible nombre de points utilisés. Ces points ont été mesurés en bordure des zircons. On retrouve toutefois un âge d'interception du même ordre de grandeur que l'âge de 270 ± 4 Ma enregistré par le monzogranite de la Mine Tz10/05.

L'âge de la formation du stock du Kaolin (Tz10/41) est bien identifié à 295 ± 9 Ma. Ce monzogranite a enregistré par la suite un évènement métamorphique ou hydrothermal vers 268 ± 27 Ma. Un âge ponctuel $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 255 ± 10 Ma indique le même âge que celui mis en évidence dans le monzogranite de la Mine (Tz10/05).

Monzogranite d'Izougarsa Tz11/04

Deux âges ont été calculés à partir des populations de zircon : 293 ± 13 Ma et 261 ± 13 Ma (Figure III.23). Le premier âge est cohérent avec ceux des deux autres stocks granitiques de Tighza (Mine et Kaolin). Le second âge, obtenu à partir de mesures effectuées sur des bordures de zircons, est du même ordre de grandeur que les âges enregistrés dans le monzogranite du Kaolin (268 ± 27 Ma) et dans le monzogranite de la Mine (270 ± 4 Ma).

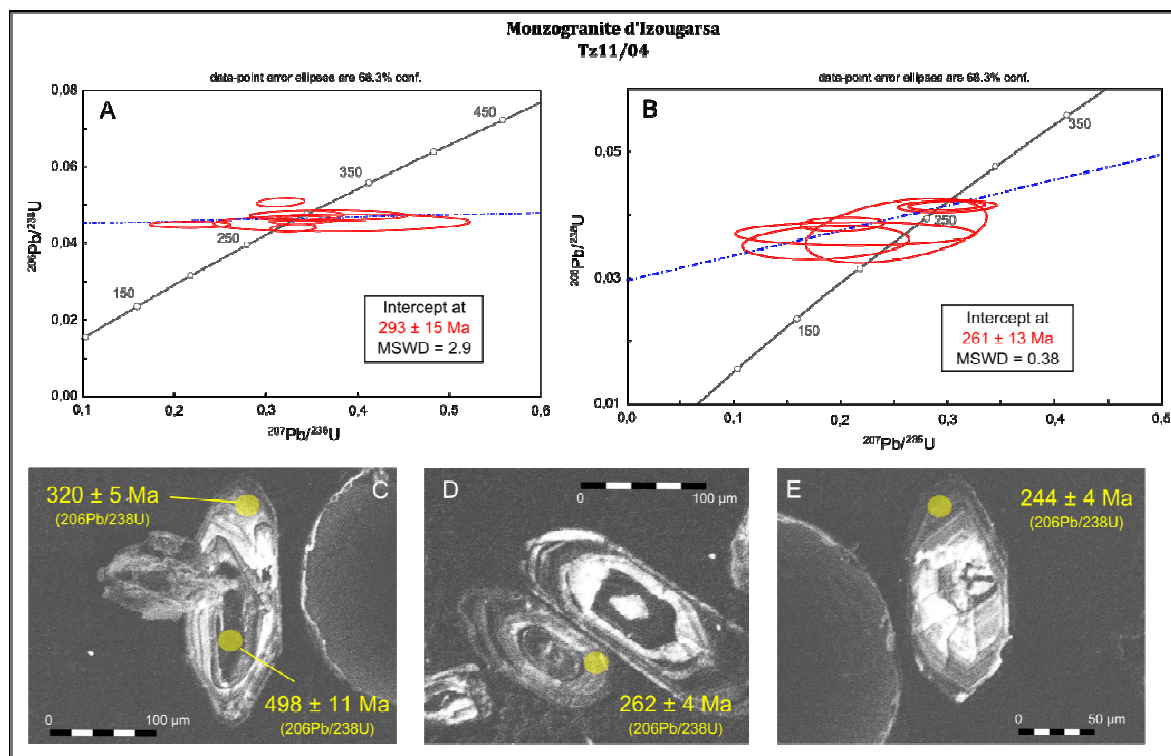


Figure III. 23. Diagramme concordia de Wetherill du monzogranite d'Izougarsa (Tz11/04) pour les analyses effectuées A, au centre des zircons et B, en bordures des zircons. Les âges de bordures sont perturbés par deux âges concordants plus vieux (262 ± 4 Ma et 262 ± 3 Ma). C, Zircon magmatique présentant un cœur hérité. D, Zircon à auréole de surcroissance métamorphique.

On distingue trois phases de croissance sur ce zircon, la seconde a été datée. **E, Zircon à auréole de surcroissance métamorphique.** L'âge ponctuel très récent mesuré sur ce zircon est du même ordre que celui mesuré dans le monzogranite de la Mine.

Dyke de microgranite d'Ighrem Aousser (Tz10/26)

Ce dyke présente une population de zircons principale centrée sur un âge de 276 ± 13 Ma (Figure III.24). Les âges de ces zircons sont concordants avec la Concordia de Wetherill. L'âge de cristallisation de ce dyke est de 276 ± 13 Ma (Figure III.24, A et B). A l'instar des trois stocks, l'évènement récent nouveau est également enregistré dans ce dyke et mis en évidence par un âge ponctuel $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 248 ± 5 Ma (Figure III.24 E).

Ce microgranite présente un âge ponctuel de 307 ± 8 Ma, mesuré dans un zircon magmatique hérité probablement de l'évènement de mise en place des stocks monzogranitiques (Figure III.24, C).

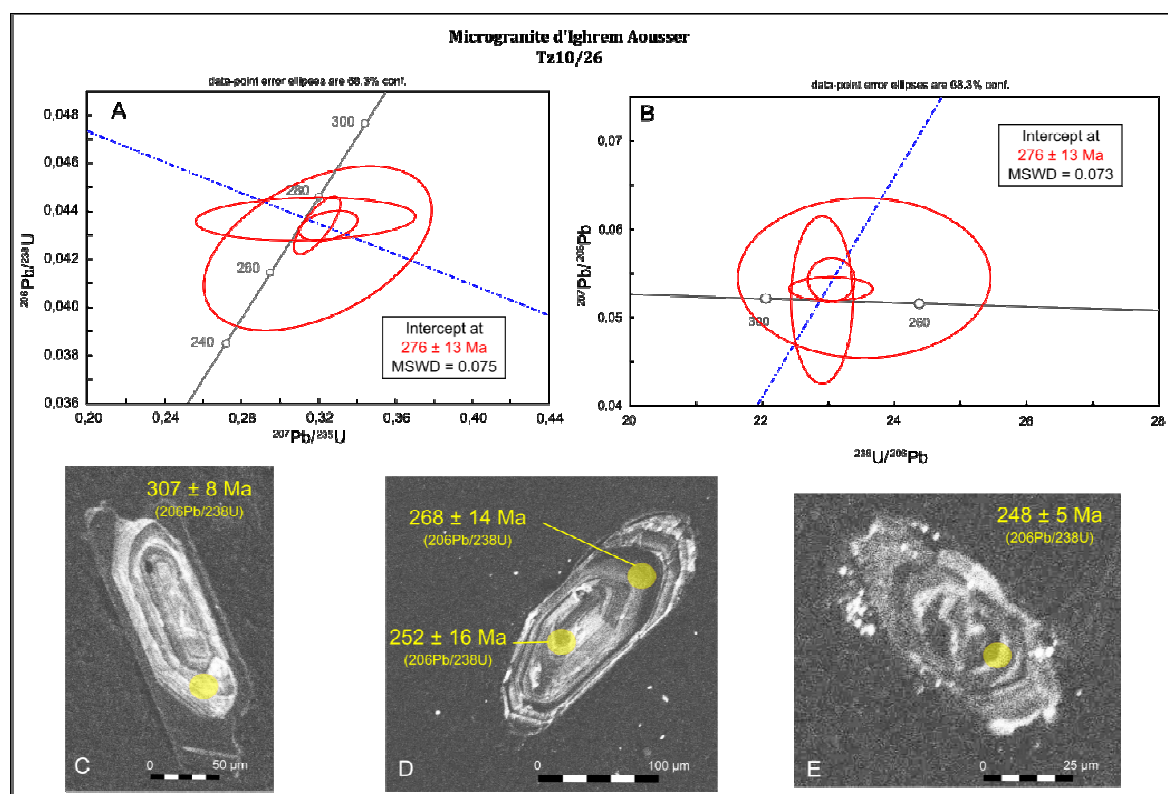


Figure III. 24. Dyke de microgranite (Tz10/26) d'Ighrem Aousser. A, Diagramme concordia de Wetherill. B, Diagramme concordia inverse. C, Âge ponctuel d'un zircon hérité. La zone de surcroissance indique très clairement un changement des conditions de cristallisation, par une asymétrie des axes de croissance et notamment un allongement important. **D, Zircon zoné d'âge homogène.** Les mesures effectuées au centre et sur la bordure de ce zircon indiquent des âges semblables dans leurs gammes d'erreur. **E, Zircon métamorphique du dernier évènement enregistré également dans les stocks granitiques.**

III.3.3.3 Discussion des résultats

La figure III.25 présente les populations d'âges ponctuels mesurées sur les zircons des trois stocks monzogranitiques, et du dyke de microgranite échantillonné dans les travaux du filon d'Ighrem Aousser (Figure III.6).

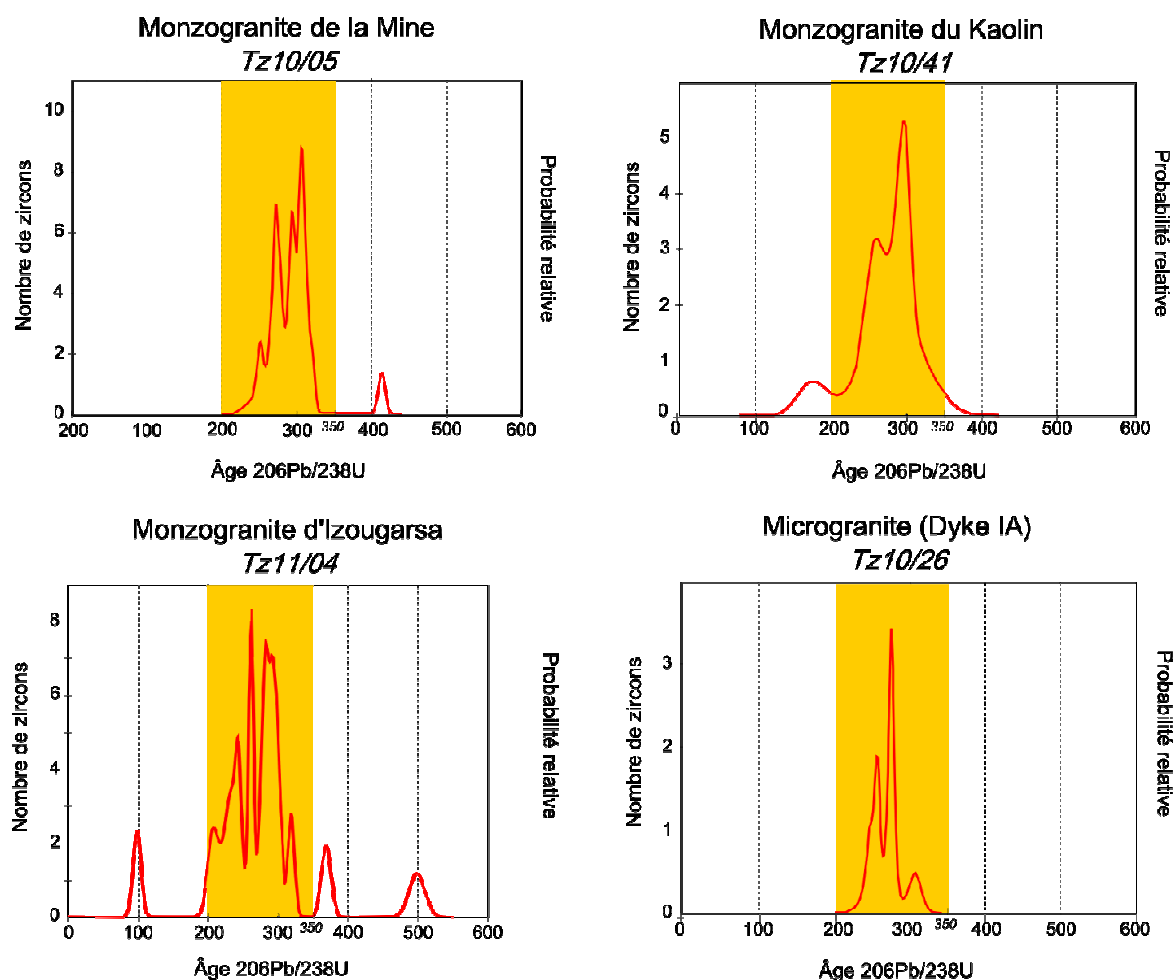


Figure III. 25. Histogrammes de distribution des âges ponctuels U/Pb des zircons des roches magmatiques de Tighza.

Ces histogrammes permettent d'obtenir une vue d'ensemble du télescopage de trois évènements thermiques à Tighza. Lorsque l'on se concentre sur les populations principales de zircons, on remarque que l'on a une distribution généralement bimodale, excepté pour le monzogranite d'Izougarsa (Tz11/04) qui présente trois pics. Pour tous les échantillons, les populations de zircons se distribuent autour de deux âges majeurs : 300 et 270 Ma. Les stocks granitiques présentent également de petites populations d'âges qui oscillent, selon les échantillons, entre 200 et 250 Ma. Deux échantillons présentent des zircons contenant des cœurs hérités qui ont été datés : le monzogranite de la Mine (Tz10/05) et le monzogranite d'Izougarsa (Tz11/04 ; Figure III.25). Les âges de ces cœurs

sont respectivement 413 ± 5 et 498 ± 11 Ma (âges ponctuels $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, Figure III.21 et Figure III.23). Ces histogrammes montrent une polymodalité des âges qui illustre bien l'histoire perturbée de ces zircons par plusieurs événements magmatiques et métamorphiques. Les datations U-Pb réalisées sur les trois stocks granitiques et le dyke nous donnent des précisions sur les âges de ces événements.

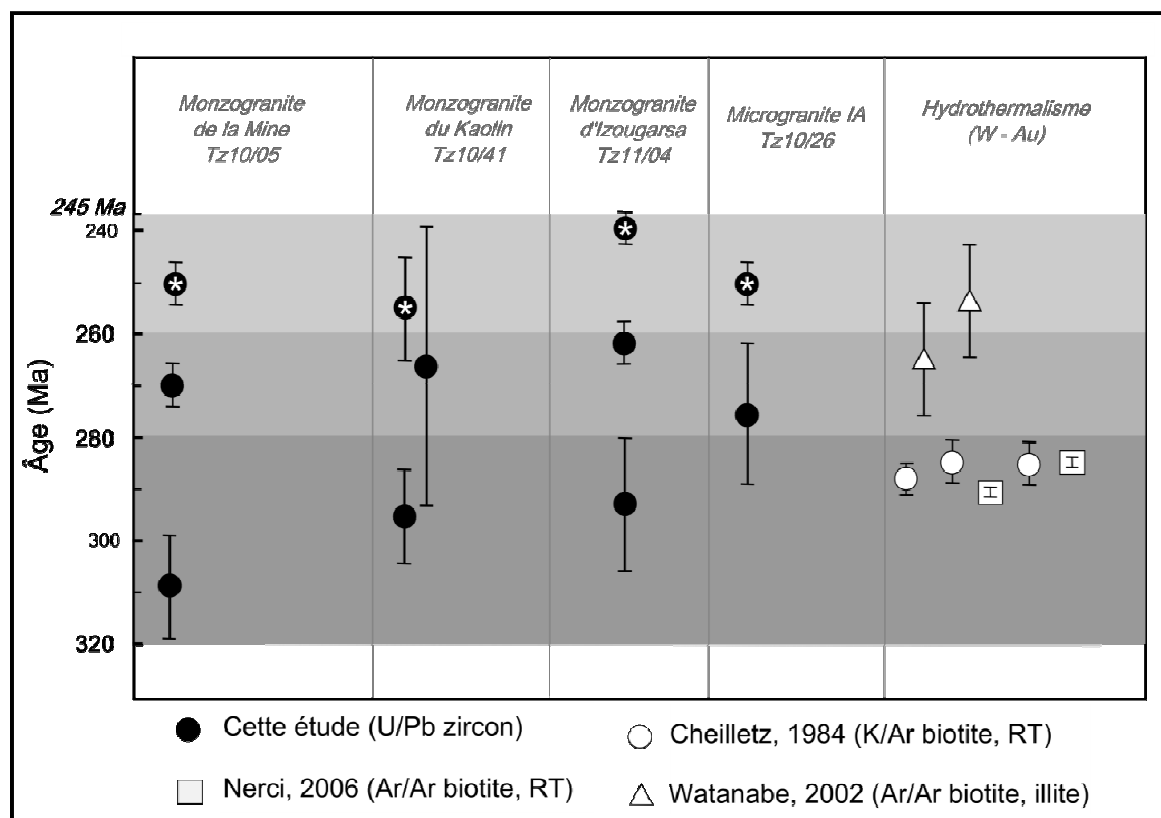


Figure III. 26. Synthèse des âges obtenus par U-Pb sur les zircons des granitoïdes de Tighza pour la période tardi- à post-varisque. Les épisodes correspondent aux événements thermiques enregistrés par les zircons. Les points distingués par une étoile représentent des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ponctuels. Les autres points ont été obtenus par un calcul d'intercept avec la Concordia de Wetherill. Les deux âges de Cheilletz (1984) dans la colonne dyke correspondent à une microtonalite et un microgranite (K-Ar, RT). Les deux âges de Watanabe (2002) de minéralisation ont été obtenus sur illite et l'âge du monzogranite du Kaolin sur biotite.

Un premier événement, enregistré par tous les stocks granitiques, est compris entre 320 et 280 Ma (Figure III.26). Cet événement est également enregistré par le dyke de microgranite d'Ighrem Aousser Tz10/26, dans un zircon hérité. Cet intervalle est en accord avec les datations réalisées antérieurement sur ces stocks (Figure III.26, Cheilletz, 1984 ; Watanabe, 2002 ; Nerci, 2006) bien que les âges U-Pb semblent être plus vieux dans l'ensemble. D'un point de vue régional, les monzogranites de Tighza se mettent en place en même temps que des massifs calco-alcalins tardi-varisque du Nord de la Meseta Centrale (Gasquet et al., 1996), notamment les plutons de Zaër (301 ± 8 Ma, Rb-Sr, Mrini

et al., 1992) et de Ment (279 ± 12 Ma, Rb-Sr, Mrini et al., 1992). Le magmatisme tardi-varisque de Tighza semble un peu plus jeune que celui du massif des Jebilet, situé au Sud de la Meseta Centrale (330 ± 1 Ma, K-Ar, Essaifi et al., 2003).

Le second évènement enregistré dans tous les échantillons semble survenir entre 280 et 260 Ma (Figure III.26). Dans le cas du dyke Tz10/26, il s'agit de l'âge de cristallisation. Cet âge de mise en place de dyke est cohérent avec les datations de dykes effectuées antérieurement (i) sur un microgranite localisé en bordure du monzogranite de la Mine et daté à 262 ± 3 Ma (K-Ar sur roche totale, Cheilletz, 1984) (ii) et sur un dyke de microtonalite situé au coeur du district également, daté à 266 ± 4 Ma (K-Ar sur roche totale, filon Signal, Cheilletz, 1984, Figure III.26). Dans le cas des monzogranites, cette période est associée à un métamorphisme hydrothermal responsable de la création de surcroissances des zircons. Cet évènement hydrothermal, daté dans l'auréole de métamorphisme potassique par K/Ar et Ar/Ar sur biotite (Cheilletz, 1984 ; Nerci, 2006 ; Figure III.26) et sur illite (Watanabe, 2002) semble affecter aussi bien les roches présentes au coeur du district (monzogranite de la Mine Tz10/05 ; monzogranite du Kaolin, Tz10/41) que le stock situé au Nord de la faille de Tighza, le monzogranite d'Izougarsa. Les précédentes datations (Cheilletz, 1984 ; Watanabe, 2002 ; Nerci, 2006 ; Figure III.26) indiquent un âge du métamorphisme hydrothermal potassique compris entre 295 et 280 Ma. Les datations Ar/Ar sur illites (Figure III.26 ; Watanabe, 2002) indiquent le refroidissement de l'hydrothermalisme potassique ou un évènement hydrothermal postérieur, étant donné que ces minéraux ont des températures d'ouvertures plus basses que les biotites (illite $\sim 150^\circ\text{C}$; biotite $250\text{-}300^\circ\text{C}$).

Le dernier évènement est enregistré entre 260 et 245 Ma par les roches magmatiques de Tighza (Figure III.26). L'âge $^{40}\text{Ar}\text{-}^{39}\text{Ar}$ réalisé sur des illites de schistes cornéifiées encaissants du filon d'Ighrem Aousser (253 ± 11 Ma, Watanabe 2002, Figure III.26) rejoint les âges ponctuels obtenus sur les roches magmatiques du district. Cet âge récent est nouveau dans l'étude du district mais se retrouve dans d'autres boutonnières varisques des Mesetas (Jebilet 247 ± 7 Ma , $^{87}\text{Rb}\text{-}^{87}\text{Sr}$, Mrini et al., 1997 voir aussi Chapitre II, Figure II.3 ; Jebilet 255 Ma, $^{40}\text{K}\text{-}^{40}\text{Ar}$, Gasquet et Bouloton, 1995). Ils sont interprétés comme la preuve de l'activité de pré-rifting de l'Atlantique Central au Maroc.

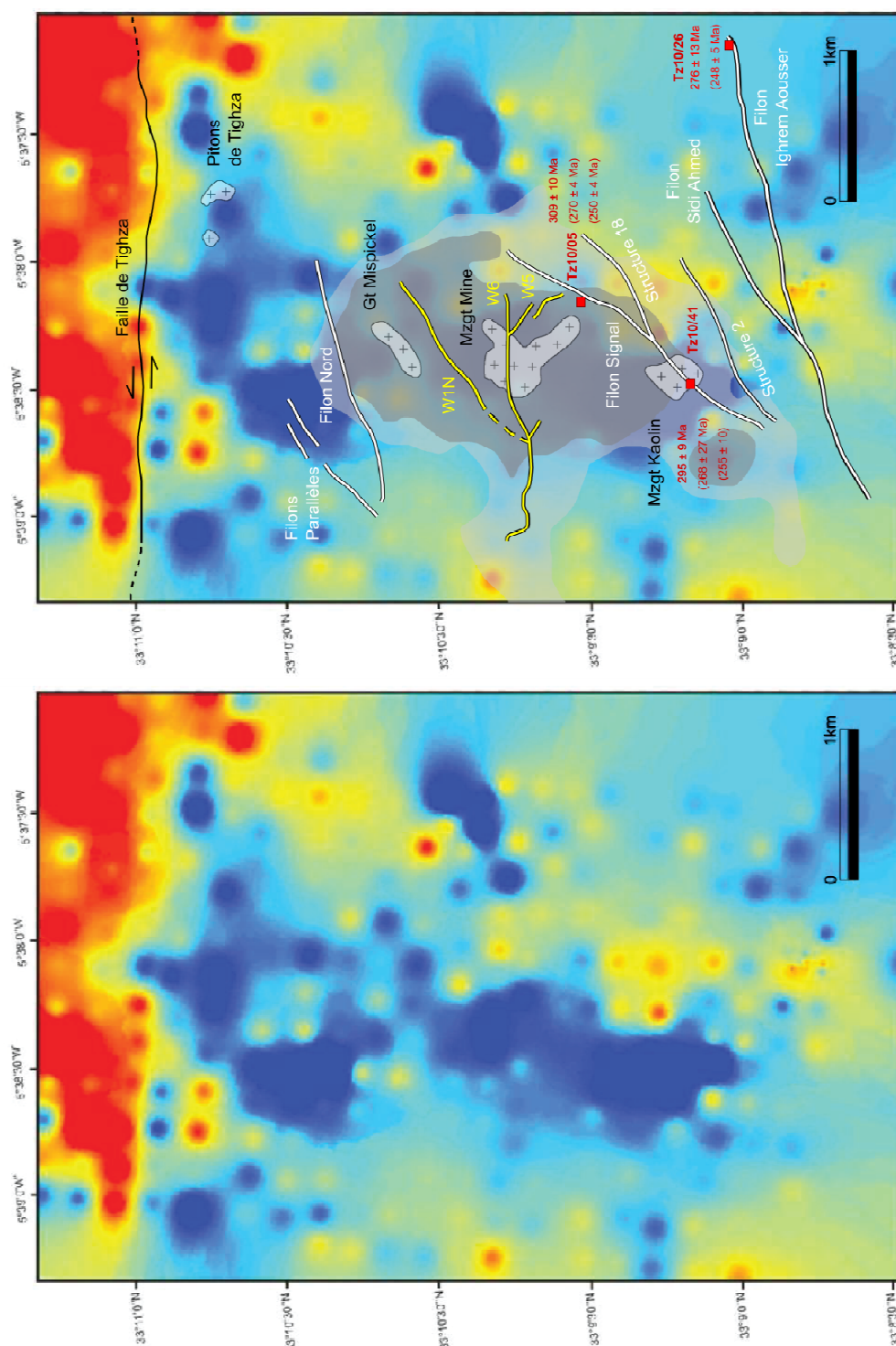


Figure III. 27. Carte des anomalies gravimétriques du district de Tighza (Eldursi, 2009 ; structures minières principales reportées d'après la carte du service géologique de la CMT). Les anomalies positives, en rouge, indiquent des roches de plus forte densité (roches métasédimentaires) et les anomalies négatives, en bleu, indiquent des roches de plus faible densité (roches granitiques ; Eldursi, 2009). Les filons blancs représentent les minéralisations Pb-Zn-Ag, les jaunes représentent les minéralisations W-Au. Les minéralisations Sb ne sont pas représentées. L'auréole de métamorphisme hydrothermal est représentée d'après Cheillett et Isnard (1985), les deux nuances de gris indiquent le degré d'intensité croissant de l'altération, du gris clair au gris foncé.

Une étude gravimétrique du district de Tighza a été réalisée par [Eldursi \(2009\)](#). On peut voir que la faille de Tighza délimite clairement deux ensembles ([Figure III.27](#)) : (i) le bloc Nord, qui présente une anomalie gravimétrique positive, caractéristique de roches de densité élevée (ici les roches détritiques encaissantes) et (ii) le compartiment localisé au Sud de la faille de Tighza, qui présente une anomalie gravimétrique négative caractérisant des roches magmatiques. Cette étude met donc en évidence la présence d'un petit batholite localisé sous la surface du district. On observe d'autre part une similitude entre les géométries du corps intrusif et de l'auréole de métamorphisme hydrothermal.

Les données ne s'étendent pas jusqu'à la zone d'affleurement du monzogranite d'Izougarsa. Les observations de terrain et les études réalisées sur le district montrent que le métamorphisme hydrothermal et les minéralisations métalliques sont limités au Sud de la faille de Tighza.

La chronologie relative observée sur le terrain est la suivante :

1. Intrusion des stocks monzogranitiques (les monzogranites de la Mine et du Kaolin ne se recoupent pas entre eux)
2. Dykes (recoupements de dykes entre eux ; les dykes recoupent les monzogranites)
3. Minéralisation W-Au (localisée en bordure du monzogranite de la Mine, dans des fractures orientées E-W qui recoupent le monzogranite)
4. Minéralisation Pb-Zn-Ag (plus en périphérie, dans des fractures d'orientation NE-SW qui recoupent et décalent les fractures E-W)

Le métamorphisme est hydrothermal ([Cheilletz 1984](#)), il n'est pas nécessairement contemporain des stocks granitiques et il englobe les trois stocks monzogranitiques du Kaolin, de la Mine et du Mispickel ([Figure III.27](#)). Le métamorphisme hydrothermal potassique à biotite est la preuve principale de l'existence d'un corps magmatique présent sous la surface et dont le volume est supérieur au volume des stocks granitiques observés en surface à Tighza. L'hypothèse de l'existence de ce corps en profondeur, émise par [Agard et al. \(1958\)](#) semble confirmée par la mise en évidence d'une anomalie gravimétrique d'[Eldursi \(2008\)](#).

Enfin les datations effectuées indiquent la succession de trois événements :

1. Le premier événement clairement identifié correspond à la cristallisation des stocks granitiques.

2. Le second évènement correspond à la cristallisation des dykes suivie du métamorphisme hydrothermal. Les chronologies relatives observées sur le terrain indiquent que les filons de W-Au recoupent les dykes. Par ailleurs, la minéralisation W-Au est contemporaine du métamorphisme hydrothermal (Cheilletz, 1984 ; Cheilletz et Isnard, 1985 ; Giuliani et al., 1987). Cet évènement pourrait correspondre à la mise en place du corps magmatique en profondeur.
3. Les datations effectuées sur les illites des schistes séricitisés encaissant le filon Nord, à la bordure Nord de l'auréole de métamorphisme hydrothermal indiquent un âge $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de 253 ± 11 Ma (Watanabe, 2002).

Ces éléments semblent indiquer que les minéralisations filoniennes à W-Au se mettent en place au cours du second évènement, entre 275 et 260 Ma. Les minéralisations Pb-Zn-Ag recoupent nettement toutes les autres structures décrites mais ne sont jusqu'à présent pas rattachées clairement à un évènement précis, aucune datation directe de la minéralisation Pb-Zn-Ag n'ayant été effectuée jusqu'à présent. Les récentes données U-Pb sur zircon indiquent qu'il s'est produit un troisième évènement hydrothermal vers 255 - 235 Ma. Se pourrait-il que les minéralisations Pb-Zn-Ag se soient mises en place au cours de cet évènement ? Ou les minéralisations Pb-Zn-Ag se sont mises en place suite au refroidissement des mêmes fluides minéralisateurs en W-Au ?

L'analyse des sources dans un premier temps (Chapitre V) nous permettra d'appréhender l'origine des métaux, et notamment le plomb, par l'étude des isotopes du plomb dans les galènes. La source des fluides porteurs de ces métaux sera étudiée par l'isotopie des éléments stables dans les carbonates de gangue des filons Pb-Zn-Ag ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$). Nous tenterons de comparer les sources des sulfures des filons à W-Au avec ceux des filons à Pb-Zn-Ag par une étude des teneurs en gaz rares (He, Ar) dans les pyrites des deux systèmes de minéralisation. Seule la détermination de l'âge de la minéralisation Pb-Zn-Ag permettra de compléter la chronologie de la métallogenèse du gisement polymétallique de Tighza. Nous présenterons des essais de datation effectués par la méthode Sm-Nd sur les carbonates de gangue ainsi que des datations U-Pb réalisées sur une monazite hydrothermale, dans un carbonate de gangue de la minéralisation Pb-Zn-Ag (Chapitre IV).

III.4 Conclusion

L'étude des altérations des roches sédimentaires et métasédimentaires de Tighza met en évidence la différence entre l'hydrothermalisme à W-Au et celui à Pb-Zn-Ag.

L'hydrothermalisme à W-Au est responsable du métamorphisme hydrothermal potassique des roches sédimentaires encaissantes de Tighza. Il se caractérise en premier lieu par une auréole de métamorphisme hydrothermal à laquelle est associée une altération à biotite.

L'hydrothermalisme à Pb-Zn-Ag n'est pas aussi perversif que celui à W-Au. L'altération des roches encaissantes présente une association à chlorite-muscovite-calcite.

L'étude des roches magmatiques de Tighza appartiennent à une lignée calco-alcaline. La datation U/Pb des zircons de ces roches révèle trois évènements magmatiques et hydrothermaux :

1. La cristallisation des stocks granitiques (**310-280 Ma**);
2. L'hydrothermalisme à W-Au, peut être lié à la mise en place d'un corps magmatique en profondeur (**275-260 Ma**) ;
3. Un second évènement hydrothermal, qui pourrait être responsable de la mise en place de la minéralisations à Pb-Zn-Ag (**255-235 Ma**).

Ces évènements seront discutés dans le Chapitre VI.

Une datation ponctuelle est nécessaire pour confirmer le lien entre la minéralisation Pb-Zn-Ag et l'évènement hydrothermal tardif enregistré par les zircons des roches magmatiques entre 255 et 235 Ma. Cette datation a pu être effectuée sur une monazite hydrothermale appartenant à une calcite de gangue de la minéralisation Pb-Zn-Ag et sera présentée au Chapitre IV

Chapitre IV : Caractérisation et datation des minéralisations Pb-Zn-Ag

IV.1 Introduction

Ce chapitre est consacré à la caractérisation des minéralisations Pb-Zn-Ag du district de Tighza, et en particulier aux filons de Signal, Sidi Ahmed et Ighrem Aousser.

Dans la partie III.2, nous synthétiserons brièvement les caractéristiques structurales de ces filons afin de présenter la chronologie relative des filons Pb-Zn-Ag par rapport aux autres structures du district de Tighza.

La partie III.3 est consacrée à la présentation de la pétrographie et à la géochimie des paragenèses principales. Les auteurs précédents ([Agard et al., 1958](#) ; [Jebrak, 1985](#) ; [Nerci, 2006](#)) ont chacun établi des paragenèses des minéralisations Pb-Zn-Ag de Tighza, avec des différences notables entre eux. Compte tenu du fait que les travaux précédents ne s'accordent pas sur les paragenèses, nous les avons précisé dans ce travail, à partir de nos observations, et en collaboration avec le service géologique de la CMT. Par ailleurs, l'observation des paragenèses principales a permis de mettre en évidence l'existence de phases minérales accessoires à éléments des terres rares datables (monazite, xénotime). Ces minéraux accessoires seront présentés à la fin de la partie III.3.

La partie III.4 est consacrée à la géochronologie des minéralisations Pb-Zn-Ag de Tighza. Trois tentatives de datations réalisées par trois méthodes différentes seront présentées : U-Pb sur calcite de gangue, Sm-Nd sur carbonates de gangue, et U-Th-Pb sur monazite.

IV.2 Caractéristiques structurales des minéralisations Pb-Zn-Ag

Les minéralisations Pb-Zn-Ag du district de Tighza sont de type filonien. Elles sont spatialement associées aux minéralisations W-Au qu'elles recoupent toutefois (Figure IV.3). Les filons à Pb-Zn-Ag de Tighza sont situés au Nord et au Sud des filons W-Au et du stock granitique de la Mine (Figure IV.1).

Trois filons sont actuellement en exploitation, les filons Signal, Sidi Ahmed et Ighrem Aousser, mais d'autres filons minéralisés à Pb-Zn-Ag ont été identifiés notamment au Nord du district (Figure IV.1 et Figure IV.2) : filons de Tighza, filons parallèles, filons B3 et B4.

Les filons à Pb-Zn-Ag suivent la direction tectonique principale NE-SW (Figure IV.1 et Figure 2) excepté le filon Signal qui présente une direction particulière NNE-SSW et semble ainsi connecter le filon B3 au filon de Sidi Ahmed (Figure IV.2 ; Agard et al., 1958). La direction générale NE-SW des filons Pb-Zn-Ag est parallèle à un réseau important de dykes microgranitiques (Figure IV.1).

Les filons à Pb-Zn-Ag recoupent toutes les autres structures du district (plis, failles, dykes ; Figure IV.2), et en particulier les filons minéralisés à W-Au, comme le montre la figure IV.3. Sur cette figure, la postériorité des filons à Pb-Zn-Ag est mise en évidence dans les travaux miniers de la structure 18 (filon secondaire du filon Signal), où des filonnets à quartz stérile du système hydrothermal à W-Au sont recoupés et même décalés par un décrochement senestre des filonnets minéralisés à Pb-Zn-Ag (Figure IV.3).

Les filons minéralisés en Pb-Zn-Ag ont une structure souvent composée d'une branche principale et de filons secondaires, comme le filon Signal par exemple, qui s'accompagne de la structure 18 (Figure IV.2). Ces filons secondaires peuvent apparaître lors des changements de direction du filon principal, et suivent alors la direction initiale du filon principal.

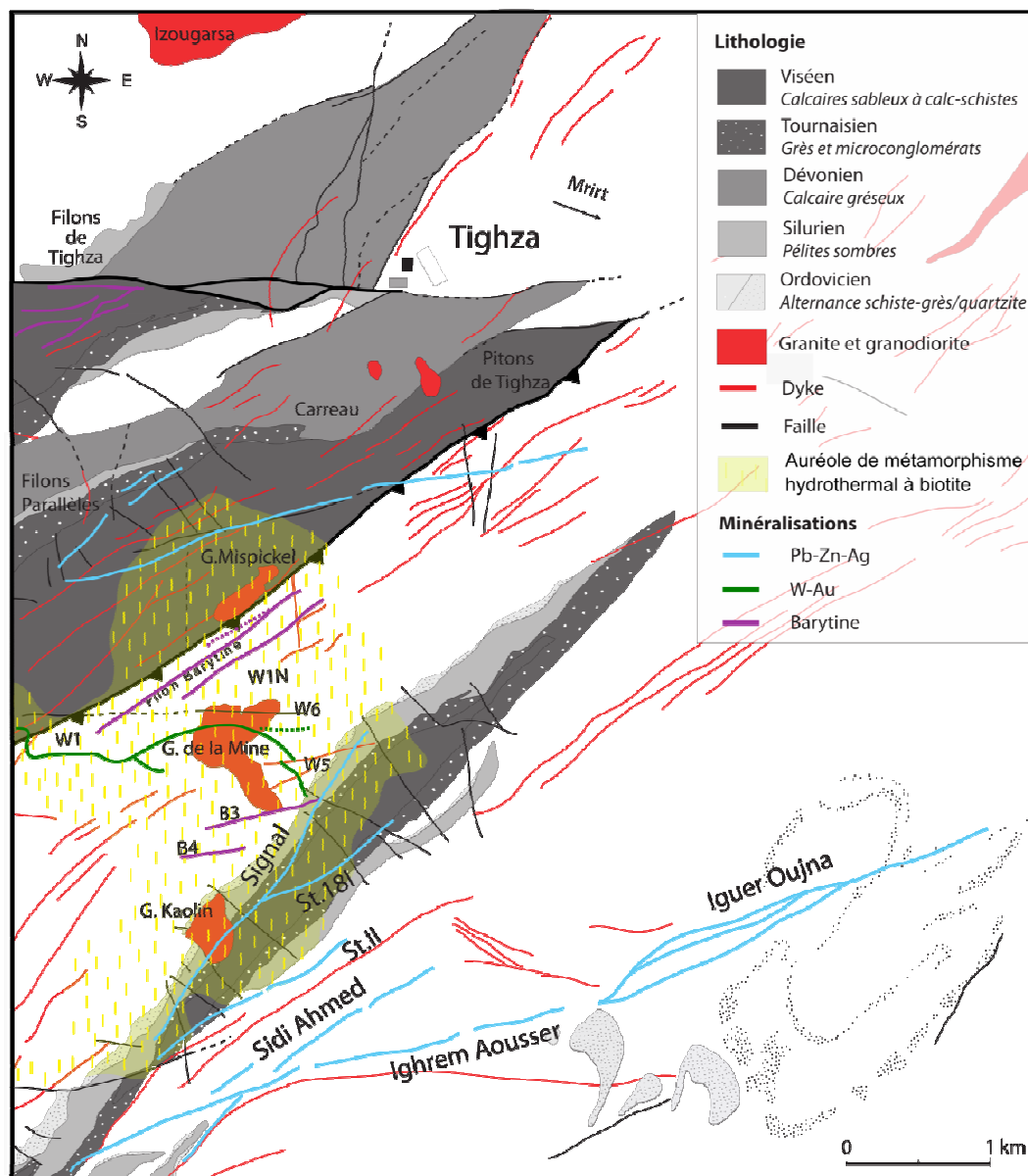


Figure IV. 1. Carte géologique du district de Tighza (redessinée d'après Agard et al., 1958, d'après les données du service géologique de la CMT, et d'après la carte de l'auréole de métamorphisme hydrothermal potassique à biotite de Cheilletz et Isnard, 1985.

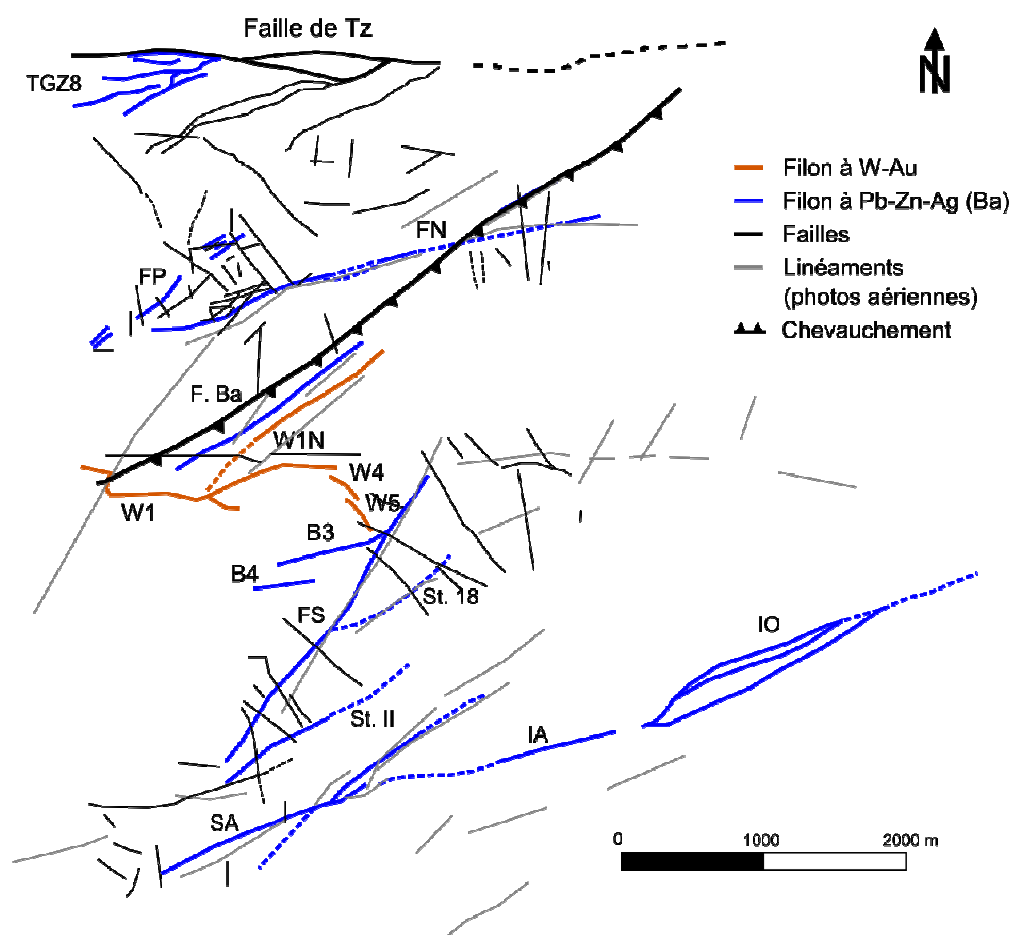


Figure IV. 2. Filons minéralisés et failles dans le district de Tighza, d'après les cartes du service géologique de la CMT, et **Desteucq, (1974)**. Les pointillés noirs indiquent un prolongement supposé de la faille de Tighza et les pointillés bleus et oranges indiquent en prolongement en surface de filons observés en profondeur.

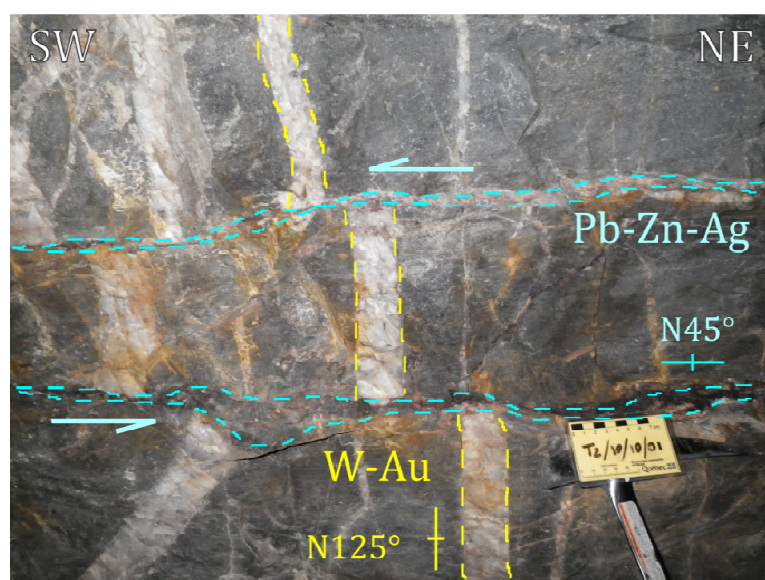


Figure IV. 3. Photo illustrant le décrochement sénestre des filons à W-Au par les filons à Pb-Zn-Ag observés à la structure 18 du filon Signal près de la colonne 66 du chantier 666 .

IV.3 Paragenèse des filons Pb-Zn-Ag

Trois études ont été réalisées sur les paragenèses des minéralisations Pb-Zn-Ag de Tighza : [Agard et al., \(1958\)](#) ; [Jebrak \(1985\)](#) ; et [Nerci \(2006\)](#).

[Agard et al. \(1958\)](#) ont établi que les minéralisations Pb-Zn-Ag des filons Signal et Sud se décomposent en deux étapes paragénétiques successives ([Figure IV.4](#)). (i) Une première paragenèse à sidérite s'accompagne de galène, sphalérite, pyrite, chalcopryrite et quartz. Les remplissages peuvent se présenter sous la forme de brèches tectoniques ou comblent des cassures millimétriques à centimétriques. (ii) La minéralisation se poursuit au cours d'une seconde paragenèse à calcite sous forme de dépôts rubanés, où la calcite accompagne de la galène, de la sphalérite, de la calcédoine et un peu de sidérite. Cette paragenèse se termine par de la barytine, du quartz, de la pyrite et de la chalcopryrite.

Les auteurs ne mentionnent pas de remplissages tardifs à carbonates, et l'ankérite n'est pas identifiée dans ces paragenèses. La sidérite est précoce mais ne s'accompagne pas de quartz avant les premières précipitations de galène.

[Jébrak \(1985 ; Figure IV.4\)](#) propose de décomposer les remplissages en quatre étapes successives à partir des observations du filon Signal. (i) Une première paragenèse à sidérite et quartz accompagne la précipitation de galène et de sphalérite mais aussi rarement de pyrite et de chalcopryrite. (ii) Une seconde paragenèse à carbonates se caractérise par une gangue ankéritique avec laquelle précipite d'abord de la galène puis de la sphalérite. La pyrite et la chalcopryrite peuvent apparaître avec la galène mais accompagnent clairement la sphalérite. Dans cette paragenèse à carbonates cristallise également du quartz. (iii) Les remplissages se poursuivent au cours d'une troisième paragenèse stérile caractérisée par des précipitations de barytine et de quartz. (iv) Enfin, les remplissages des minéralisations Pb-Zn-Ag se terminent par une dernière paragenèse à calcite et chalcopryrite.

La succession paragénétique proposée par [Jébrak \(1985 ; Figure IV.4\)](#) a été effectuée pour le filon Signal principalement, et ne prend pas en compte les légères différences des filons Sud. La calcite n'apparaît que tardivement et n'accompagne pas les minéralisations en galène et sphalérite. Le quartz précipite de façon presque continue au cours des trois premières étapes mais n'apparaît pas à la fin des remplissages, avec la calcite stérile.

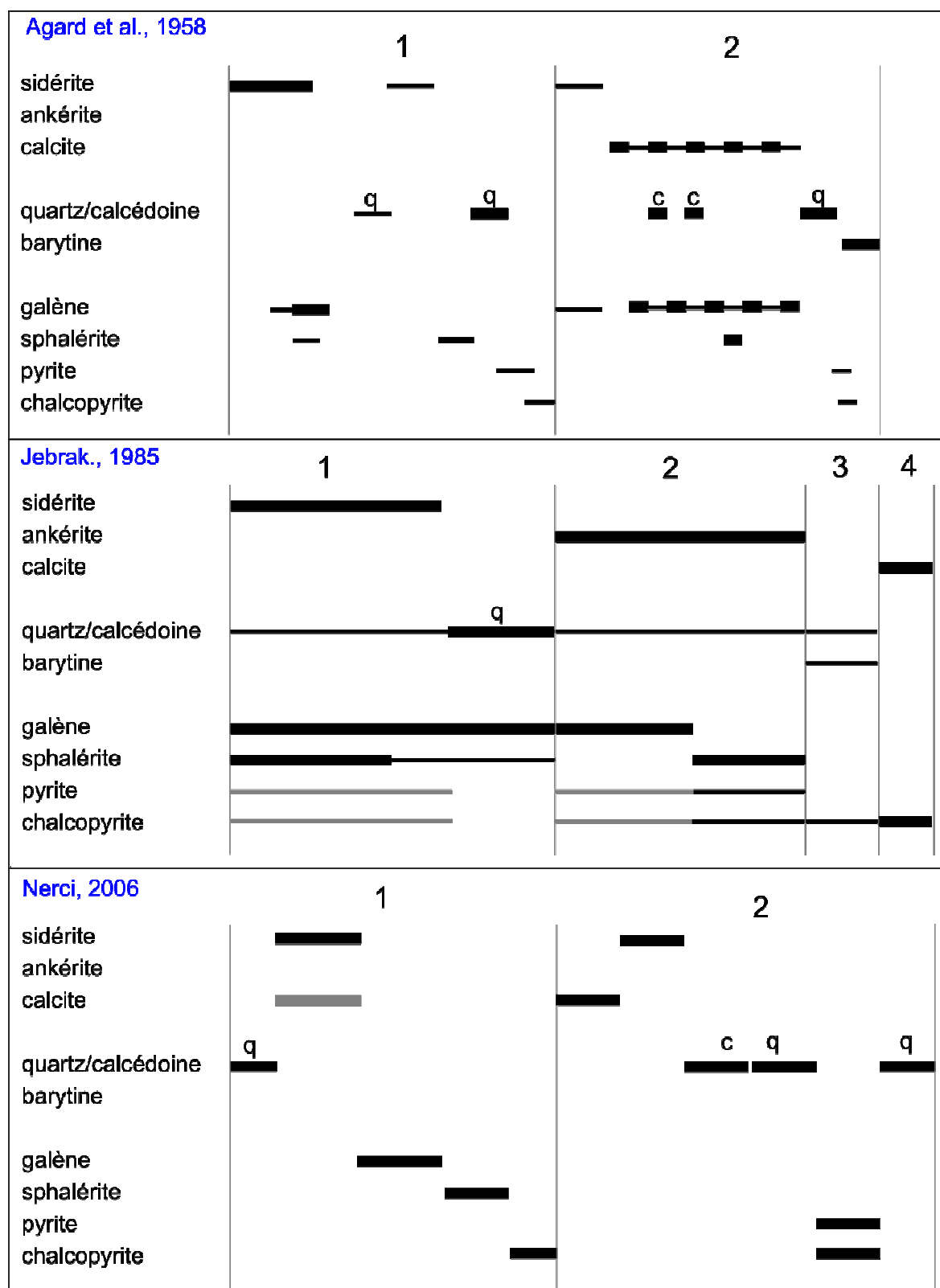


Figure IV. 4. Paragenèses des minéralisations Pb-Zn-Ag établies au cours des études précédentes par [Agard et al, \(1985\)](#), [Jebrak \(1985\)](#), et [Nerci \(2006\)](#).

Enfin [Nerci \(2006 ; Figure IV.4\)](#) propose de décomposer la minéralisation à Pb-Zn-Ag en deux étapes paragenétiques. (i) Une première étape se décompose en une succession de quartz, sidérite ± calcite, galène, sphalérite et chalcopryrite. Des brèches et des fissures se forment au cours de cette étape, qui se termine par des réouvertures importantes et des rubanements avec cristallisation de galène, sphalérite et chalcopryrite (ii) Dans une seconde étape se succèdent calcite, sidérite, calcédoine, quartz, pyrite ou chalcopryrite, et quartz.

Dans cette étude ([Nerci, 2006](#)), les remplissages de la première étape ne s'accompagnent pas de gangue carbonatée, et la seconde étape est stérile.

Etant donné les différences importantes entre les travaux précédents sur les paragenèses, nous les avons précisé dans ce travail, à partir de nos observations, et en collaboration avec le service géologique de la CMT.

IV.3.1 Paragenèses principales

IV.3.1.1 Filon Signal

Le filon Signal présente une direction NNE-SSW à pendage fort vers le WNW, qui tend à se verticaliser en profondeur. Il s'étend sur près de 2 500 m de longueur pour une profondeur connue de près de 1 200 m.

En surface, le filon est encaissé dans des schistes à graptolites du Silurien et suit les blocs de quartzite qui bordent le flanc du pli Viséen. En profondeur, le filon est encaissé dans des schistes gréseux cornéifiés de l'Ordovicien et recoupe les quartzites viséennes.

Le remplissage du filon est très souvent rubané ([Figure IV.5A](#)) mais peut également présenter des remplissages bréchiques à fragments d'encaissant, notamment lorsque l'ouverture du filon augmente ([Figure IV.5B](#)). Le remplissage rubané ([Figure IV.5A](#)) se compose d'une alternance de galène et de sphalérite qui peuvent s'accompagner de sidérite. Sur la [figure IV.5A](#), le remplissage du filon présente une succession de galène, sphalérite, sidérite, et calcite presque symétrique de part et d'autre de la fracture. Une large bande de galène borde les épontes, elle est suivie d'une alternance de galène et de sphalérite. De la sidérite accompagne la dernière venue de galène. L'alternance de galène et sphalérite est plus importante au mur du filon qu'au toit. Le cœur du filon est rempli par de la calcite dominante et du quartz. Les remplissages minéralisés sont parfois précédés par une phase stérile à sidérite et quartz ([Figure IV.6](#)).

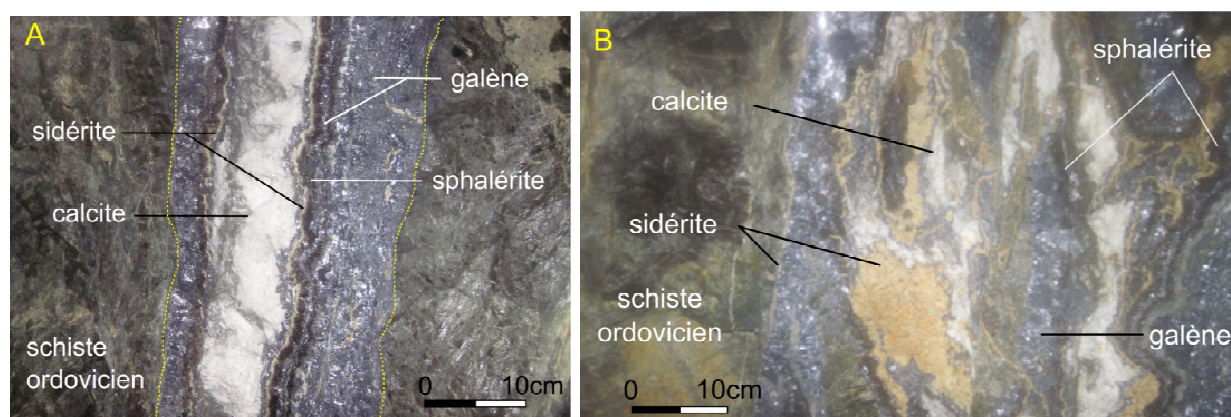


Figure IV. 5. Filon Signal (chantier 557 de la 13^{ème} recette). **A** Remplissage rubanné symétrique de part et d'autre des épontes. **B** Remplissage bréchique à fragments d'encaissant et matrice à galène, sphalérite, sidérite, calcite et quartz du filon principal.

La structure 18, qui est un filon satellite du filon Signal, présente des remplissages à cornaline (calcédoine à hématite, jaspe), postérieure à toutes les autres phases, qui n'a pas été observée dans le filon principal du Signal (Figure IV.7 A, B et C). Cette phase tardive vient en remplissage géodique comme le montre la figure IV.7A. Sur ce front de taille de la structure 18, on peut voir que le filon s'évase légèrement en lentille. Les épontes sont tapissés d'une bande continue de galène massive sur laquelle viennent croître des cristaux automorphes pluri-centimétriques de sidérite. La croissance des cristaux est orientée des épontes vers le centre du filon. L'espace entre les cristaux est comblé par du jaspe rouge (cornaline). L'observation au microscope optique met en évidence la cristallisation tardive, en remplacement, de calcédoine. Sur les Figure IV.7B et Figure IV.7C, la sphalérite et la sidérite sont déstabilisées, les bordures avec la cornaline sont arrondies et irrégulières. La cornaline apparaît même au cœur de la sphalérite, entre des fronts de croissance.

Le volume moyen de gangue qui accompagne la minéralisation est moins important dans le filon Signal que dans les filons du Sud (Sidi Ahmed et Ighrem Aousser). Il a donc été plus difficile d'échantillonner les gangues de ce filon pour des analyses chimiques.

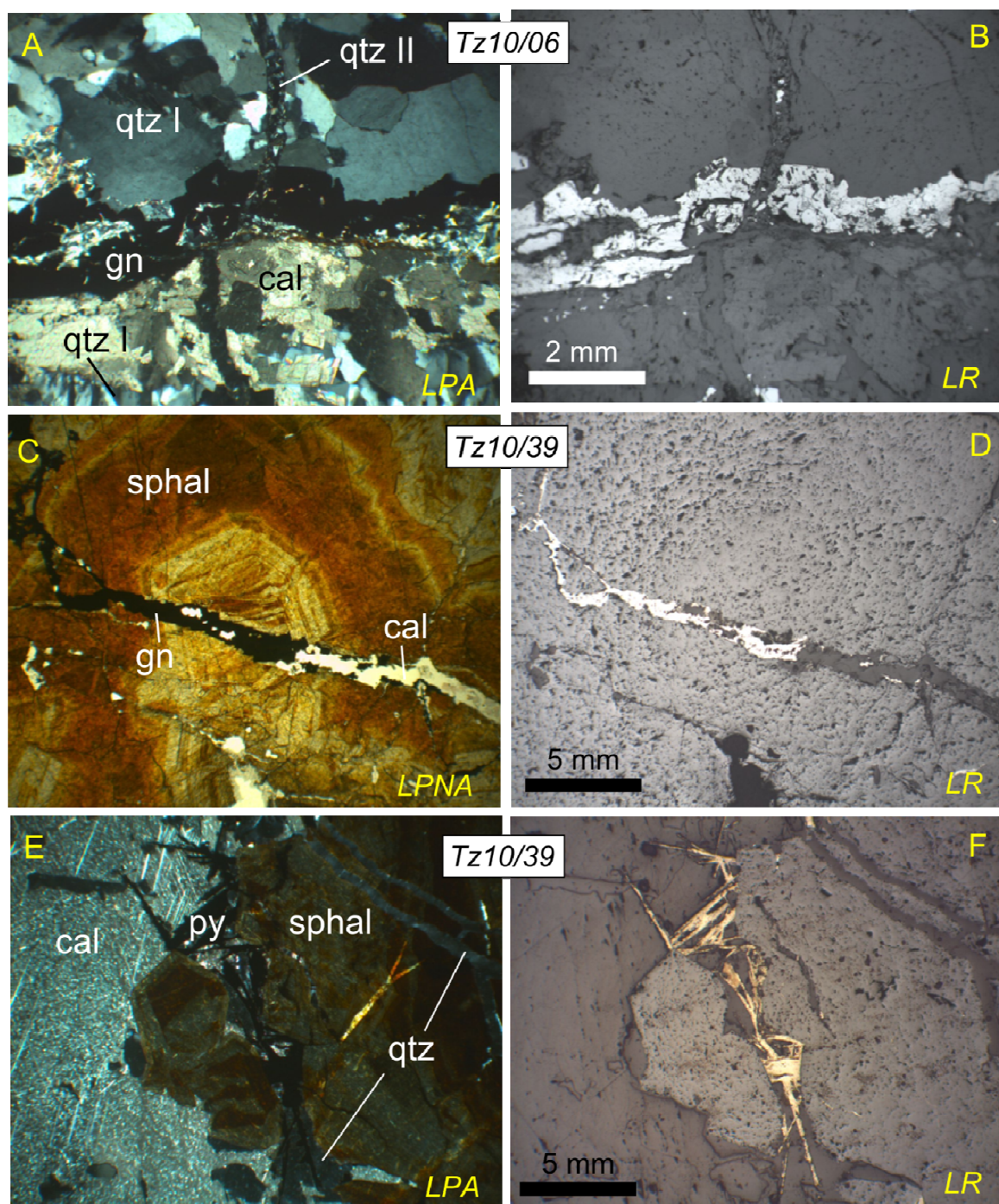


Figure IV. 6. Paragenèses principales du filon Signal au microscope optique. A et B, remplissage tardif à quartz recoupant la minéralisation en galène de la structure 18 (filon secondaire) ; **C et D,** filonnet de galène et calcite recoupant une sphalérite ; **E et F,** sphalérite recoupée par de la pyrite ainsi que par des filonnets de quartz dans une gangue à calcite.

LPNA : lumière polarisée non analysée ; LPA : lumière polarisée analysée ; LR : lumière réfléchie.

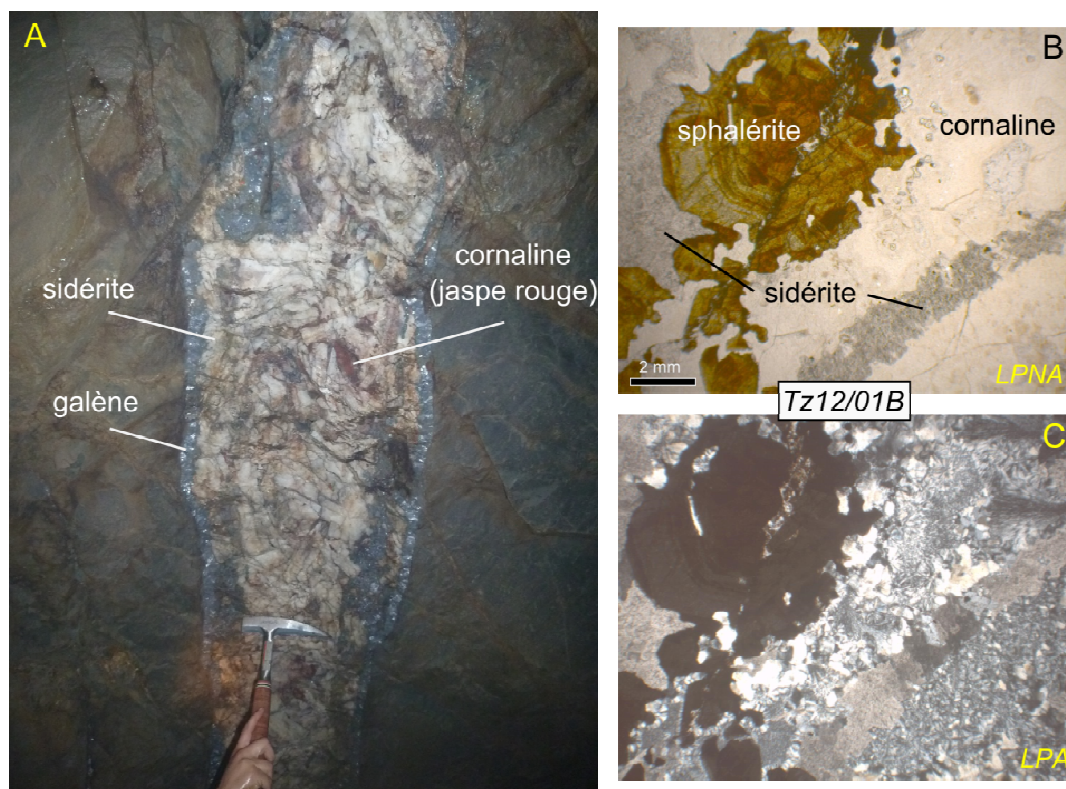


Figure IV. 7. Remplissages tardifs à cornaline (calcédoine à hématite) dans la structure 18, filon secondaire du filon Signal. A Photo macroscopique du filon vu depuis la voûte de la galerie du chantier 666 de la 12^{ème} recette. B et C Photos au microscope optique. LPNA : lumière polarisée non analysée ; LPA : lumière polarisée analysée.

La synthèse des paragenèses principales du filon Signal est présentée [Figure IV.13](#), à la fin de cette partie. Etant donné que la cornaline n'apparaît ni dans le filon principal du Signal, ni dans les filons du Sud du district (Sidi Ahmed et Ighrem Aousser), elle ne figure pas sur la synthèse des paragenèses principales du filon Signal. Elle correspond cependant à la phase de cristallisation de la calcédoine sur la synthèse [Figure IV.13](#).

IV.3.1.2 Filon Sidi Ahmed (Structure Sud)

Le filon de Sidi Ahmed est situé à l'extrémité Ouest de la structure Sud ([Figure IV.2](#)). Il a une direction NE-SW à pendage fort vers le Nord à subvertical. Le filon de Sidi Ahmed a une longueur de 600 m et une profondeur connue de 600 m. Sa puissance varie entre 1,5 et 4 m. Il est encaissé dans les schistes gréseux de l'Ordovicien et recoupe des dykes microgranitiques et microgranodioritiques.

Quatre épisodes hydrothermaux successifs caractérisent les remplissages du filon de Sidi Ahmed (synthèse [Figure IV.13](#)).

1. Le remplissage commence par un premier épisode de fracturation hydraulique pendant lequel précipitent de la sidérite et du quartz. Cet épisode est stérile en galène et

sphalérite, et se présente sous forme de brèche à éléments d'encaissants (Figure IV.8A et C) ou de filons (Figure IV.8B et E).

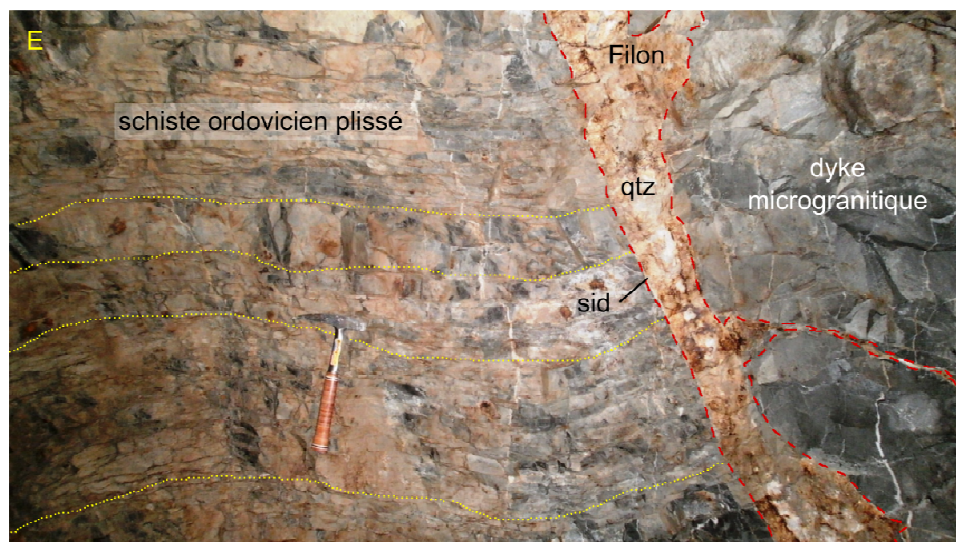
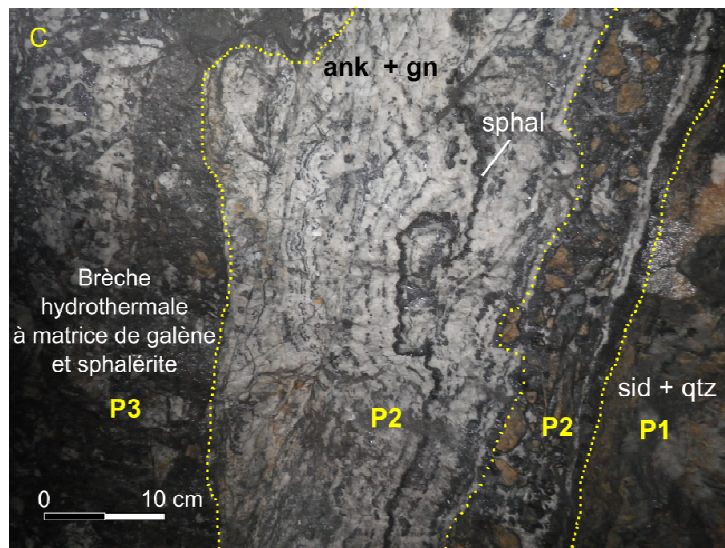
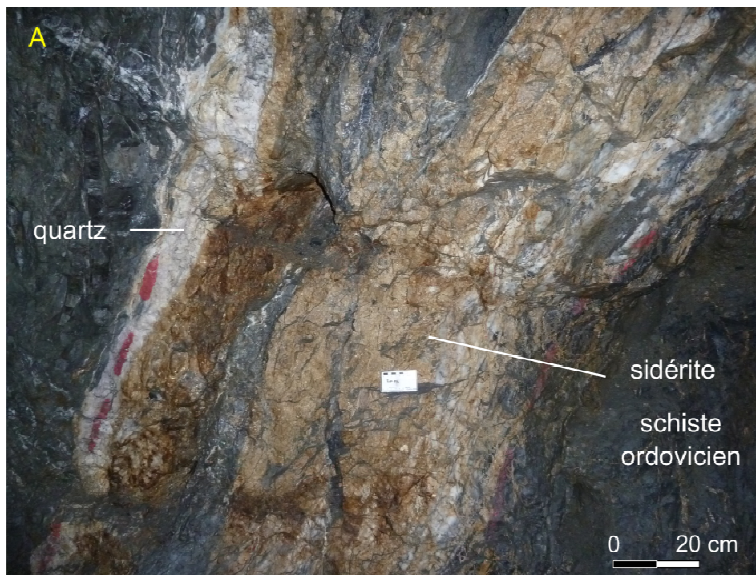
Sur la Figure IV.8A, le filon est parallèle à la stratification de l'encaissant. On peut constater que les bordures du filon comportent des fragments d'encaissant bréchifié sous l'effet de la pression des fluides. Sur la Figure IV.8E, le filon à quartz et sidérite stérile est oblique à perpendiculaire au plan de stratification de l'encaissant. Le remplissage est parallèle de part et d'autre des épontes. Sur la Figure IV.8E, le filon suit le contact entre les schistes ordoviciens et un dyke microgranitique et s'injecte dans ces deux types de roches.

2. Une seconde venue hydrothermale suit le premier épisode de bréchification. Cet épisode refracture préférentiellement les zones déjà bréchifiées ou fracturées par le premier épisode. Le remplissage associé à ce second épisode est rubané, à ankérite et galène dominantes, et à sphalérite. Le volume de gangue carbonatée (ankérite) est important par rapport au volume de sulfures (galène et sphalérite) dans les ouvertures de puissance métrique à plurimétrique du filon (Figure IV.8C) et la galène est plus massive dans les filons de puissance décimétrique (Figure IV.8D). Sur la Figure IV.8C, des fragments de sidérite et de quartz du premier épisode hydrothermal sont remobilisés et cimentés par une matrice rubanée à galène + ankérite + sphalérite.

3. Les venues hydrothermales se poursuivent par un nouvel épisode de bréchification. Les brèches sont composées de fragments de sidérite + quartz du premier épisode, de fragments rubanés du second épisode et d'encaissant ordovicien (Figure IV.8C). La matrice de ces brèches est constituée de sphalérite et galène dominantes.

4. Une dernier épisode hydrothermal stérile recoupe les précédentes. Cet épisode se compose de calcite, quartz et pyrite qui cristallisent dans les fractures et la porosité des brèches ainsi qu'en stockwork.

Figure IV. 8. Filon Sidi Ahmed vu depuis les travaux miniers. A Filon à remplissage de sidérite + quartz aux épontes et galène + ankérite au centre, (zone 827 de la 8^{ème} recette). Les épontes du filon comportent des fragments d'encaissant visibles à droite du filon. B Stockwork stérile à sidérite oxydée + ankérite. C Variation du type de remplissage du filon de Sidi Ahmed : P1/ Première phase stérile de bréchification à matrice de sidérite + quartz + fragments d'encaissants. P2/Début d'un remplissage rubané de galène + ankérite autour de fragments de sidérite ± quartz de la première phase, suivit par un remplissage rubané de ankérite + galène + sphalérite. P3/Bréchification à fragment des premières phases et ciment de galène dominante + sphalérite. D Schiste gréseux ordovicien imprégné par une phase paragénetique précoce à quartz + sidérite, coupé par un filon à remplissage rubané de galène + ankérite aux épontes et calcite + quartz au cœur. E Filonnet stérile à sidérite + quartz inséré au contact entre l'encaissant schisteux ordovicien et un dyke microgranitique Les plans de stratification sont matérialisés par des lignes pointillées jaunes. Les photos B à E ont été prises au niveau de la 9^{ème} recette, depuis les travaux Ouest de la galerie.



La [Figure IV.9](#) présente des photos de microscope des carbonates de gangue du filon de Sidi Ahmed. Sur les photos A et B de la [Figure IV.9](#), on observe de l'ankérite associée à de la galène, recoupées par de la sidérite et du quartz. L'ankérite est également bordée par de gros cristaux de quartz tardif. Les photos C et D de la [Figure IV.9](#) montrent des photos des gangues carbonatées obtenues au microscope électronique à balayage (MEB). On peut ainsi voir que l'ankérite de la seconde venue hydrothermale ([Figure IV.9C](#)) n'est pas chimiquement homogène dans les zones fracturées et sur les plans de clivage des cristaux. Les zones plus claires indiquent des teneurs en Fe plus élevées. La sidérite précoce de la première venue stérile et la calcite tardive semblent chimiquement homogènes ([Figure IV.9D](#)). Nous noterons que des microcristaux de galène ont été observés dans la calcite tardive. Ce point sera rediscuté dans la partie IV.3.2 sur la géochimie des carbonates de gangue.

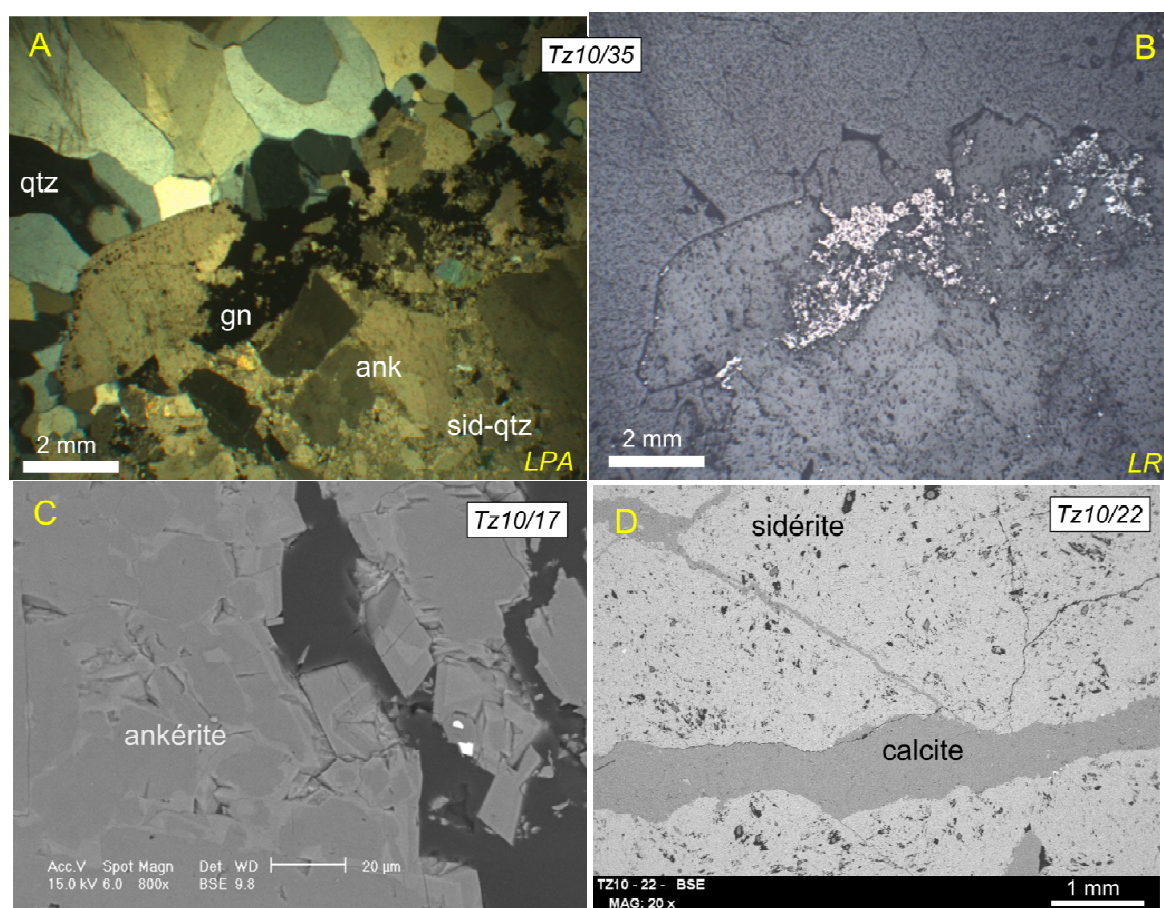


Figure IV. 9. Gangue carbonatée du filon Sidi Ahmed observée aux microscopes optique et électronique à balayage. A et B Remplissage rubané de Sidi Ahmed au microscope optique. **C** Augmentation de la teneur en Fe (zones plus claires) de l'ankérite aux contact des fractures et dans les plans de clivage. **D** Sidérite P1 recoupée par de la calcite P4 dans le filonnet stérile de la [Figure IV.8E](#). LPA : lumière polarisée analysée ; LR : lumière réfléchie.

IV.3.1.2 Filon Ighrem Aousser (Structure Sud)

Le filon d'Ighrem Aousser se trouve dans le prolongement du filon de Sidi Ahmed, au Sud du synclinal viséen (Figure IV.2). Ce filon est étendu sur 2 400 m de longueur avec une profondeur connue de 1 050 m. Il suit une direction N80°E avec un pendage fort vers le Nord à suvertical.

Le filon d'Ighrem Aousser est encaissé dans des schistes marno-gréseux du Silurien à l'Est et de l'Ordovicien à l'Ouest du filon. Comme le filon de Sidi Ahmed, Ighrem Aousser recoupe des dykes microgranitiques et microgranodioritiques. La puissance du filon d'Ighrem Aousser varie entre 1,5 et 4 m.

Le remplissage du filon est similaire au filon de Sidi Ahmed, mais les brèches sont plus nombreuses à Ighrem Aousser. En effet, le filon d'Ighrem Aousser est encaissé dans des schistes gréseux du Silurien, moins indurés que les schistes gréseux ordoviciens du filon de Sidi Ahmed.

Les relations structurales cartographiques entre le filon de Sidi Ahmed et le filon d'Ighrem Aousser sont présentées sur la Figure IV.10.

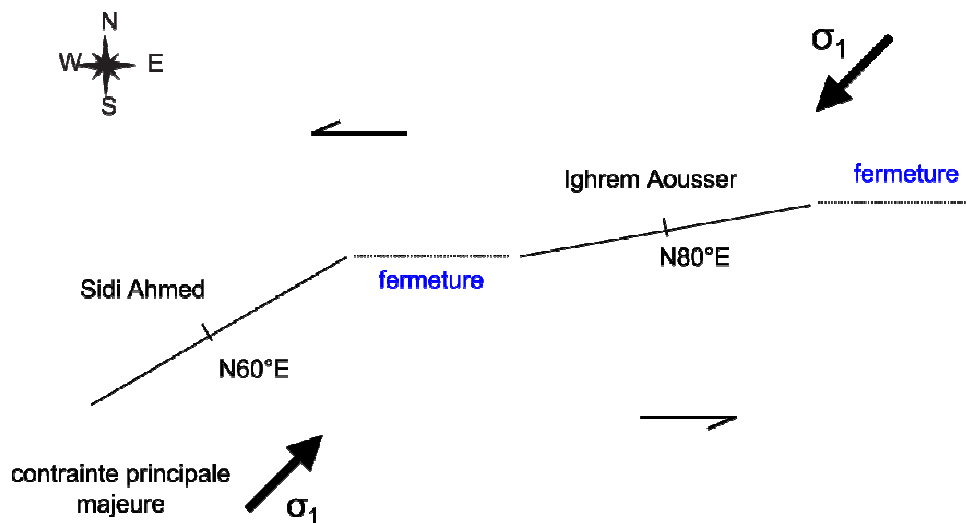


Figure IV. 10. Schéma de la relation entre les filons de Sidi Ahmed et d'Ighrem Aousser qui constituent, avec le filon d'Iguer Oujna, la structure Sud, d'après Cheilletz, (1984) et le service géologique de la CMT.

Comme pour le filon de Sidi Ahmed, 4 épisodes hydrothermaux se succèdent.

1. Un premier épisode stérile à quartz et sidérite génère des brèches à fragments millimétriques à décimétriques d'encaissant (Figure IV.11A).
2. Cet épisode est suivi par un remplissage rubané à ankérite, galène dominante et sphalérite. Ces remplissages s'observent dans les filons de plus faible puissance ainsi que dans les brèches, sous forme d'éléments anguleux (Figure IV.11B).

3. Le troisième épisode met en place d'importantes brèches hydrauliques (Figure IV.11B) dans lesquelles les fragments sont constitués des remplissages des épisodes précédents (phase stérile à quartz + sidérite et phase rubanée à ankérite + galène \pm sphalérite). La matrice est dominée par les sulfures (galène et sphalérite) mais peut également contenir de l'ankérite.

4. Le dernier épisode hydrothermal est stérile et précipite du quartz (Figure IV.12) ou de la calcite dans la porosité des brèches, ainsi que dans des filonnets qui recoupent les structures précédentes.

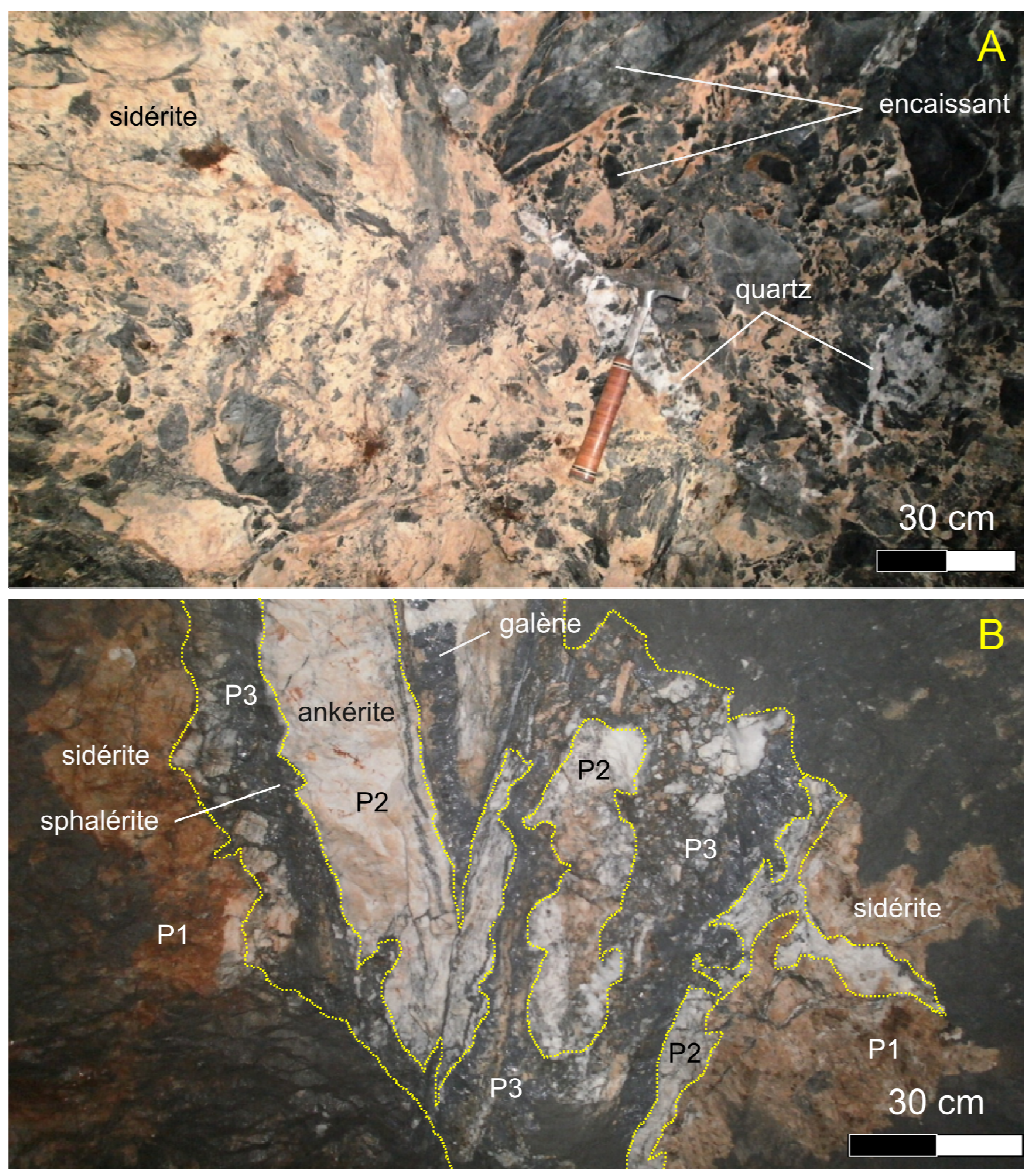


Figure IV. 11. Brèches hydrauliques plurimétriques d'Ighrem Aousser, (chantier 439 de la 13^{ème} recette). **A** sidérite + quartz + fragments de schiste silurien encaissant, et **B** galène + sphalérite + ankérite + fragments de brèche A et de schiste silurien encaissant.

La [Figure IV.12](#) présente quelques photos des gangues de brèches du filon d'Ighrem Aousser. Sur la [Figure IV.12A et B](#), on observe de la sphalérite, bordée d'un liseré de galène dans une gangue ankéritique. La sphalérite est bordée par des cristaux de quartz (en bas à droite des deux photos), l'ensemble est recoupé par des filonnets à remplissage de quartz. Sur la [Figure IV.12C](#), des cristaux de galène sont associés à de la pyrite et du quartz, le tout dans une gangue à ankérite. Le quartz est accompagné de microcristaux de galène + pyrite ainsi que par des minéraux accessoires à éléments des terres rares (cf. partie IV.3.3). Sur la [Figure IV.12D](#) la galène est également associée à du quartz, dans une gangue ankéritique.

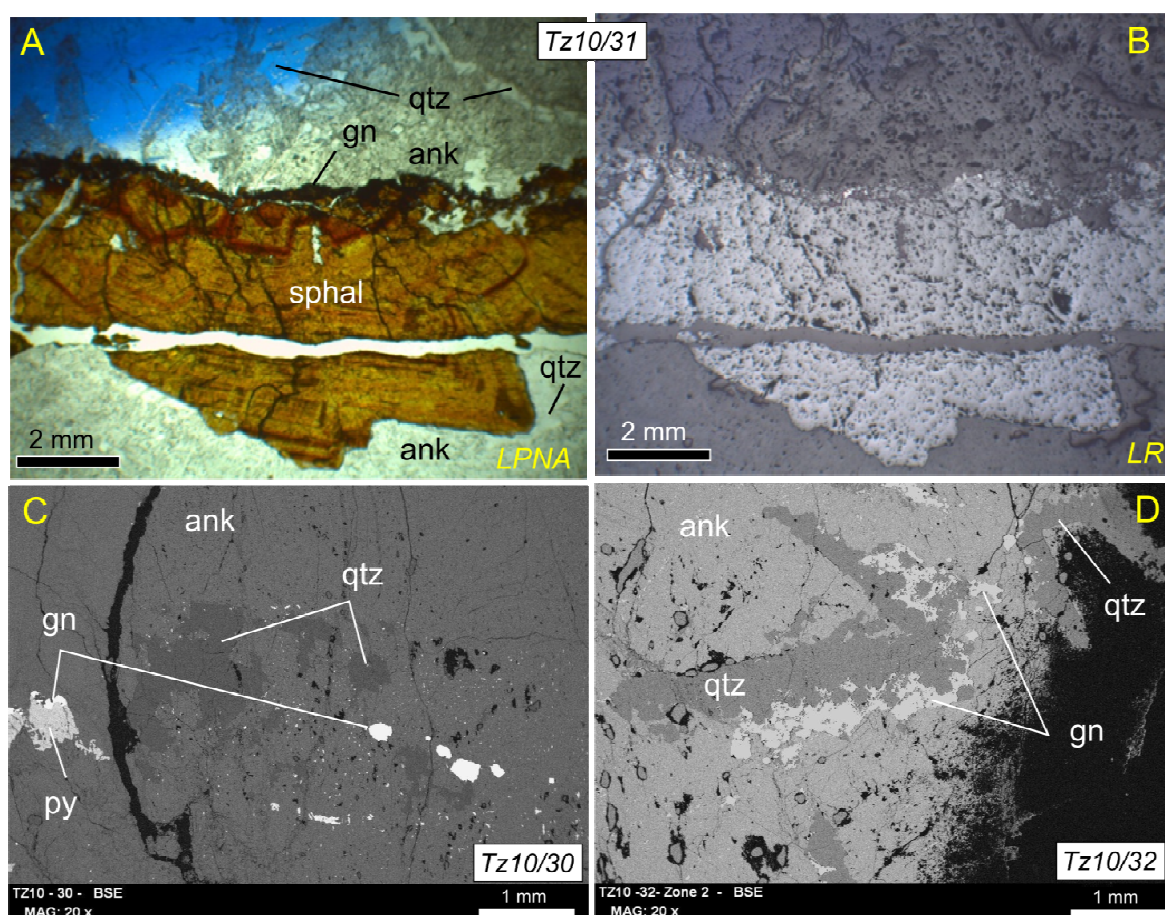


Figure IV. 12. Matrice de brèche d'Ighrem Aousser au microscope optique et au microscope électronique à balayage. A et B Sphalérite bordée par de la galène et du quartz, dans une gangue à ankérite et recoupée par des filonnets de quartz. **C** Galène accompagnant un ruban de pyrite dans une gangue à ankérite dans laquelle se trouve également du quartz. **D** Association de quartz et de galène dans une gangue à ankérite. La galène s'accompagne de petits grains de pyrite. *LPNA : lumière polarisée non analysée ; LR : lumière réfléchie.*

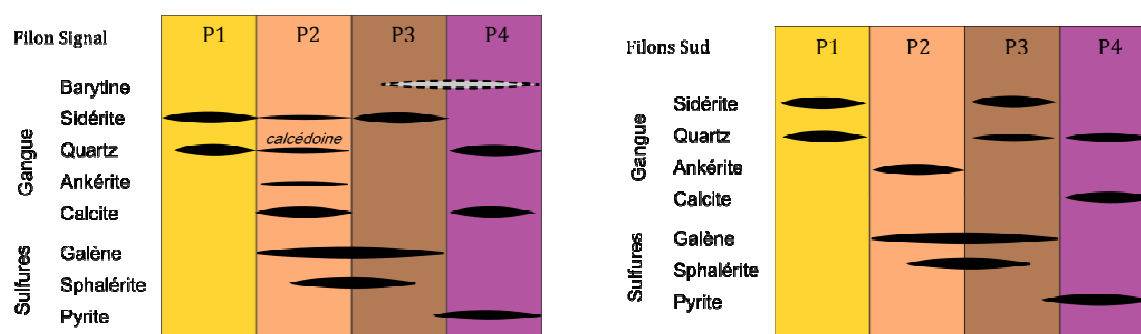


Figure IV. 13. Synthèse des paragenèses principales des filons en exploitation de Tighza. Les Filons Sud correspondent aux filons de Sidi Ahmed et d'Ighrem Aousser

La [Figure IV.13](#) présente la synthèse des paragenèses des filons étudiés. Les minéralisations Pb-Zn-Ag des trois filons principaux de Tighza se mettent en place au cours de quatre phases paragenétiques principales. On retrouve dans les filons, de Signal, de Sidi Ahmed et d'Ighrem Aousser, une première phase stérile (P1) à sidérite \pm quartz, suivie de deux phases minéralisées (P2 et P3), puis d'une dernière phase (P4) stérile. Les différences entre ces phases se manifestent par la nature minéralogique des carbonates de gangue. La phase P2 se compose essentiellement de calcite au filon Signal et d'ankérite dans les filons Sud (Sidi Ahmed et Ighrem Aousser). La phase P3 est relativement commune aux filons Signal et Sud à ceci près que le quartz, observé dans les filons Sud n'a pas été observé au Signal. Les minéralisations en galène commencent à la phase P2 et se terminent à la phase P3. La sphalérite apparaît au cours de la phase P2, après les premières précipitations de galène et cesse au cours de la phase P3, avant la fin des précipitations de galène. De la pyrite précipite en fin de séquence paragenétique. Elle est très souvent associée à la calcite mais semble apparaître avant cette dernière, en fin de bréchification de la phase paragenétique P3. Des microcristaux de galène ont été observés dans la calcite de la paragenèse P4.

IV.3.2 Géochimie des paragenèses principales

Les analyses géochimiques ont été effectuées sur des poudres de carbonates de gangue par ICP-AES (majeurs) et ICP-MS (traces) au Service d'Analyse des Roches et Minéraux (SARM CRPG-Nancy ; voir Chapitre II pour les erreurs des mesures), et des mesures ponctuelles sur lames minces polies ont été réalisées à la microsonde électronique JEOL JXA-8230 au laboratoire ISTerre (OSUG Grenoble).

L'échantillonnage a été effectué en grande partie sur les calcites tardives de la paragenèse P4 car elle présente un intérêt particulier pour la datation par U/Pb sur calcite

(voir partie IV.4). En effet, cette paragenèse ne s'accompagne pas de minéralisations importantes de galène qui représentent un risque de contamination en plomb commun. De plus, il s'agit de la dernière paragenèse des minéralisations, la dater permettrait d'obtenir un âge limite inférieur de la minéralisation Pb-Zn-Ag du district de Tighza.

Les autres carbonates ont également été échantillonnés afin de comparer la chimie des gangues entre les différents filons. Les analyses de gangue à la microsonde ont été effectuées sur un échantillon de filon stérile à sidérite et ankérite (Tz10/23).

La [Figure IV.14](#) présente les teneurs en éléments majeurs des carbonates de gangue sur des diagrammes ternaires $\text{FeO}_T\text{-MgO-CaO}$ pour les données obtenues par la microsonde électronique sur la lame mince de l'échantillon Tz10/23, et $(\text{Fe}_2\text{O}_3)_T\text{-MgO-CaO}$ pour les données obtenues par ICP-AES sur les carbonates.

Sur le diagramme des données ICP-AES ([Figure IV.14](#)), les paragenèses se distinguent bien les unes des autres. Les calcites se situent toutes au pôle CaO et ne varient presque pas entre le filon Ighrem Aousser et le filon Sidi Ahmed. Les sidérites constituent elles aussi un pôle bien défini avec cependant une légère variation de leurs teneurs en MgO entre les analyses. Les sidérites proviennent des trois filons et de deux paragenèses (P1 et P3).

Ne disposant que de trois analyses, il est délicat de dire si cette variation est due au filon dont provient l'échantillon ou à la paragenèse (P1 ou P3).

Les ankérites se trouvent entre les calcites et les sidérites, avec une teneur en CaO légèrement supérieure à la teneur en Fe_2O_3 . Les teneurs des ankérites sont bien regroupées en CaO (50 - 60 %) tandis que leurs teneurs en Fe_2O_3 et MgO varient entre 50 et 40%. Cette variation de la teneur en Fe et Mg a pu être observée par ailleurs au MEB ([Figure IV.9C](#)).

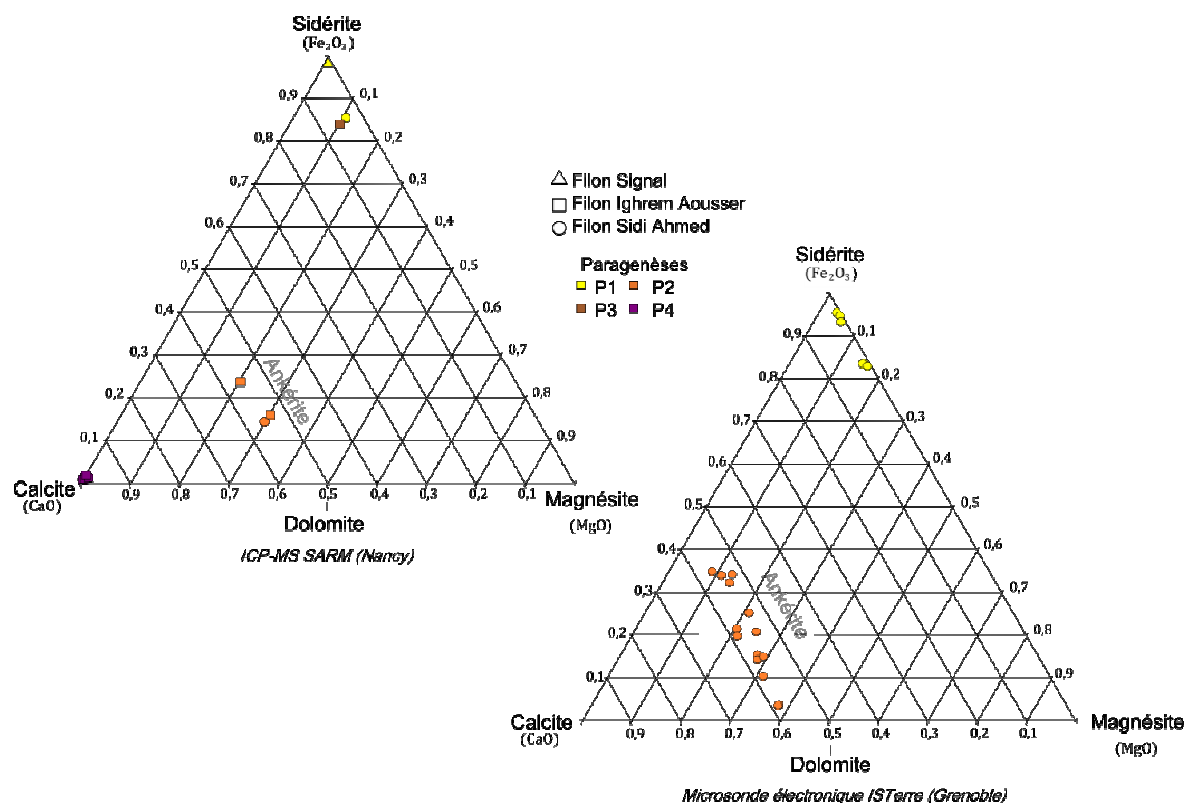


Figure IV. 14. Diagrammes ternaires FeO(Fe₂O₃)-MgO-CaO des carbonates de gangue des filons Signal, Sidi Ahmed et Ighrem Aousser. Les données proviennent d'analyses effectuées sur poudres par ICP-AES (SARM-Nancy) et de mesures ponctuelles in-situ effectuées à la microsonde électronique (ISTERRE-Grenoble) sur l'échantillon Tz10/23.

Les spectres en éléments des terres rares des carbonates de gangue des filons Pb-Zn-Ag (Figure IV.15) révèlent des teneurs particulièrement importantes. Les carbonates de Tighza ont des teneurs supérieures en REE à celles des roches magmatiques (stocks granitiques et dykes) et des roches encaissantes (Figure IV.15A). Les spectres ne semblent pas se distinguer en fonction du filon d'origine. Les analyses effectuées dans cette étude montrent des variations en REE des carbonates de gangue plus importantes que ce que montraient Jébrak (1985) et Castorina et Masi (2008). La tendance générale des spectres montre un enrichissement en LREE par rapport aux HREE. En revanche, les teneurs en REE ne sont pas corrélées aux teneurs en éléments majeurs dans les carbonates.

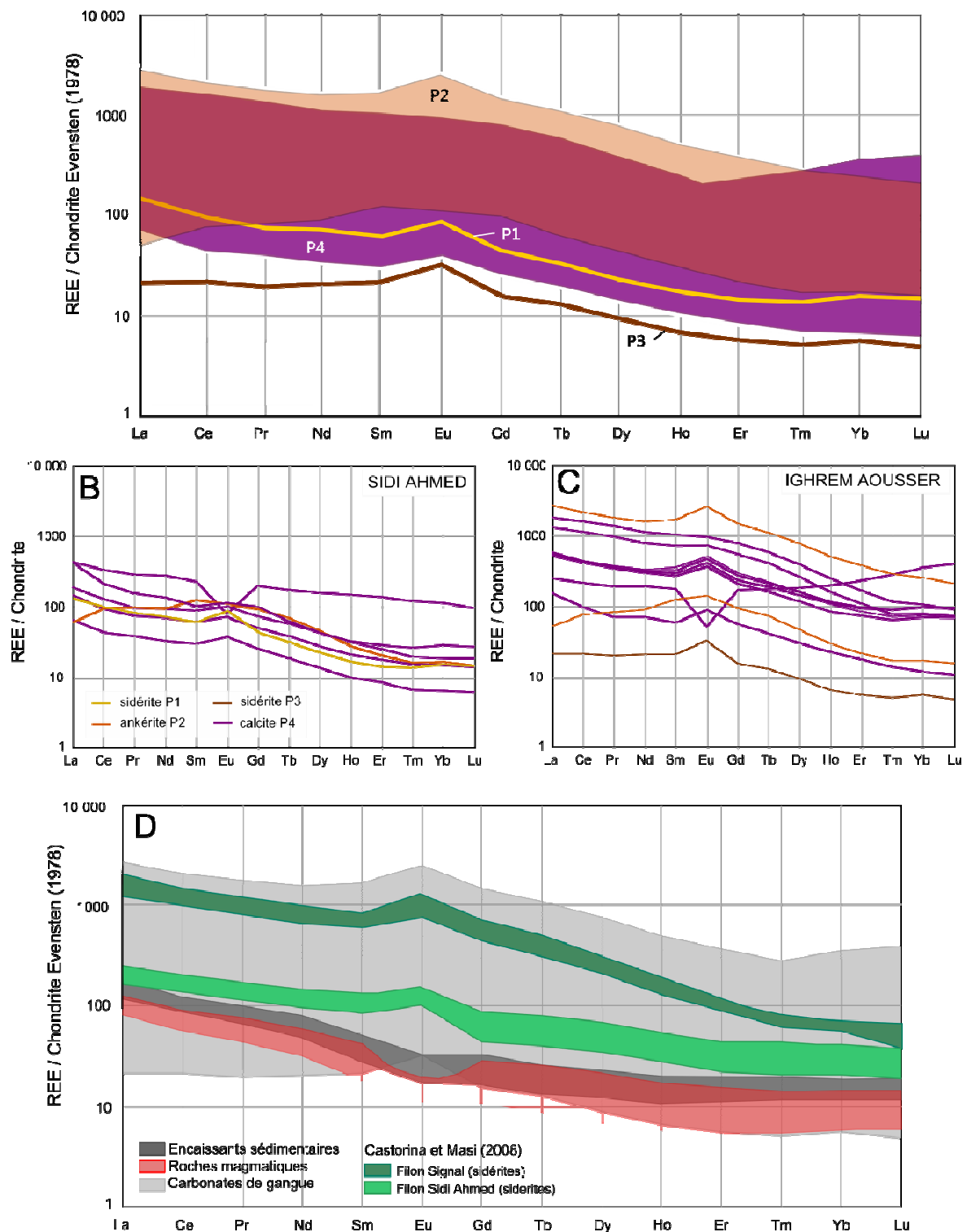


Figure IV. 15. Teneurs en éléments des terres rares des gangues carbonatées des filons Signal, Sidi Ahmed et Ighrem Aousser. A. Teneurs en REE des carbonates de gangue présentées en fonction de leur filon. B. Teneurs en REE des carbonates du filon de Sidi Ahmed présentées en fonction de la paragenèse. C. Teneurs en REE des carbonates du filon d'Ighrem Aousser présentées en fonction de la paragenèse. D. Comparaison des données obtenues dans cette étude et des données de Castorina et Masi (2008). Les données sont normalisées à la chondrite d'Evensen (1978).

Les données étant plus nombreuses pour les filons de Sidi Ahmed et d'Ighrem Aousser que pour le filon Signal, elles sont présentées pour chacun de ces filons, en fonction de leur paragenèse sur la [Figure IV.15B et C](#). Les données brutes sont présentées dans le [tableau IV.1](#).

Tableau IV. 1. Teneurs en REE des carbonates de gangue des filons Pb-Zn-Ag d'Ighrem Aousser de Sidi Ahmed et de Signal

(ppm)	Signal	Sidi Ahmed							
	Tz11/47 sidérite	Tz10/22 sidérite	Tz10/17 ankérite	Tz11/49 calcite	Tz11/48 calcite	Tz10/25 calcite	Tz11/53 calcite	Tz11/53 calcite	
	P1	P1	P2	P2	P4	P4	P4	P4	
La	95,9	32,5	14,8	105,2	47,6	107,5	16,7	36,2	
Ce	174,6	65,2	59,8	138,6	83,9	218,1	28,4	61,6	
Pr	20,4	8,0	9,7	15,3	9,6	28,2	3,8	7,2	
Nd	87,4	34,6	45,4	65,1	45,6	132,8	16,1	34,2	
Sm	22,5	9,6	19,3	16	14	35,5	4,7	9,7	
Eu	8,0	5,1	6,5	6,7	6,0	4,8	2,2	4,2	
Gd	21,3	9,1	19,4	20,8	15,2	41,2	5,3	10,4	
Tb	3,0	1,2	2,6	2,4	2,2	6,7	0,7	1,5	
Dy	15,7	5,9	11,9	11,1	11,3	41,1	3,5	7,3	
Ho	2,9	1,0	1,6	1,8	1,9	8,5	0,6	1,2	
Er	8,6	2,4	3,4	4,3	4,8	23,3	1,4	3,0	
Tm	1,7	0,4	0,4	0,5	0,7	3,1	0,2	0,4	
Yb	17,2	2,6	2,8	3,1	4,8	18,8	1,1	2,5	
Lu	3,2	0,4	0,4	0,5	0,7	2,5	0,2	0,4	
Σ REE	482	178	198	391	248	672	85	180	
(La/Yb) _N	5,6	12,6	5,3	33,6	10	5,7	15,3	14,3	

(ppm)	Ighrem Aousser										
	Tz10/30.2 ankérite	Tz10/33 ankérite	Tz10/33 sidérite	Tz10/30.1 calcite	Tz10/31 calcite	Tz10/28 calcite	Tz10/29 calcite	Tz11/58 calcite	Tz10/32 calcite	Tz10/34 calcite	Tz10/32 calcite
	P2	P2	P3	P4	P4	P4	P4	P4	P4	P4	P4
La	666	12,9	5,2	140,1	132,3	61,5	127	38,3	448	133	322
Ce	1352	49,8	13,8	279	282	138	266	62,3	1020	275	727
Pr	174	8,1	1,9	34,4	36,4	18,7	33,4	6,8	132	35	92,8
Nd	743	43,6	9,9	147	159	91	142	33,7	538	151	372
Sm	262	19,5	3,3	44,8	54,4	27,4	41,8	9,2	158	50,5	112
Eu	153	8,3	1,9	23,9	29,7	3,0	21,2	5,2	56,0	27,6	42,9
Gd	307	20,2	3,2	48,2	60,4	34,7	43,2	11,6	162	55,7	113
Tb	41,9	2,7	0,5	7,1	8,4	6,5	6,1	1,6	22,0	8,1	15,3
Dy	197	12,2	2,4	37,2	40,4	46,5	30	7,8	99,4	40,6	66,5
Ho	29,1	1,7	0,4	6,3	6,1	11,2	4,9	1,3	14,0	6,6	9,1
Er	62,5	3,6	0,9	16	14,1	38,4	12,2	3,0	27,8	16,2	18,1
Tm	7,4	0,4	0,1	2,3	1,8	7,1	1,7	0,4	3,0	2,3	2,0
Yb	42,7	2,9	0,9	16,4	12,7	59,1	11,5	2,0	17,3	16,2	12,9
Lu	5,4	0,4	0,1	2,4	1,8	10,1	1,7	0,3	2,3	2,4	1,9
Σ REE	4041	186	45	806	841	554	744	183	2702	822	1909
(La/Yb) _N	15,6	4,5	5,7	8,6	10,5	1	11,1	19,3	25,9	8,2	25,1

Pour le filon de Sidi Ahmed ([Figure IV.15B](#)), les paragenèses P1 et P2 semblent présenter des spectres moins dispersés que la paragenèse P4. Il y a un ordre de grandeur entre l'échantillon le plus riche et celui le plus pauvre en REE, les deux

appartenant à la paragenèse P4. Le filon d'Ighrem Aousser ([Figure IV.15C](#)) est celui qui présente les variations les plus importantes en REE. Ceci est peut être dû au fait que les échantillons de calcite de ce filon proviennent en grande partie de ciment de brèche. Toutefois l'échantillon présentant les teneurs les plus importantes en REE est un échantillon d'ankérite de la paragenèse P2. L'échantillon le plus pauvre en REE est une sidérite de la paragenèse P3.

IV.3.3 Phases minérales accessoires

IV.3.3.1 Introduction

Les fortes teneurs en REE observées sont dues à la présence de micro-minéraux riches en éléments des terres rares dans les gangues carbonatées ([Figure IV.16](#)). Ces minéraux ont pu être observés et identifiés par MEB sur lames minces polies.

Deux minéraux accessoires et un minéral secondaire ont été identifiés dans les gangues carbonatées. Le minéral le plus présent est la synchisite $(Ca(Ce,La,Y)(CO_3)_2F)$; environ 90% des minéraux à REE), qui est un minéral secondaire, issu de l'altération de la monazite $(Ce,La,Th)PO_4$ et du xénotime YPO_4 . La monazite et le xénotime sont les minéraux accessoires à REE. Il n'en reste que très peu dans nos échantillons.

Les enrichissements en REE des carbonates de gangue sont ainsi dus à la présence de synchisite et de monazite pour les terres rares légères, et au xénotime pour l'enrichissement en terres rares lourdes.

Ces minéraux ont été observés dans les carbonates des phases paragénétiques P2 ([Figure IV.16A](#)), P3 ([Figure IV.16D](#)) et P4 ([Figure IV.16B, E, F](#)). Les calcites P4 sont particulièrement riches en monazite et synchisite. Les xénotimes sont le plus souvent observés à proximité de quartz.

La monazite et le xénotime ont fait l'objet d'une tentative de datation in-situ par U-Th-Pb (Partie IV.4).

La synchisite étant largement dominante, ses caractéristiques seront présentées en premier. Nous présenterons ensuite les caractéristiques des monazites et des xénotimes puis nous discuterons des conditions de cristallisations de la monazite, du xénotime et enfin de la synchisite.

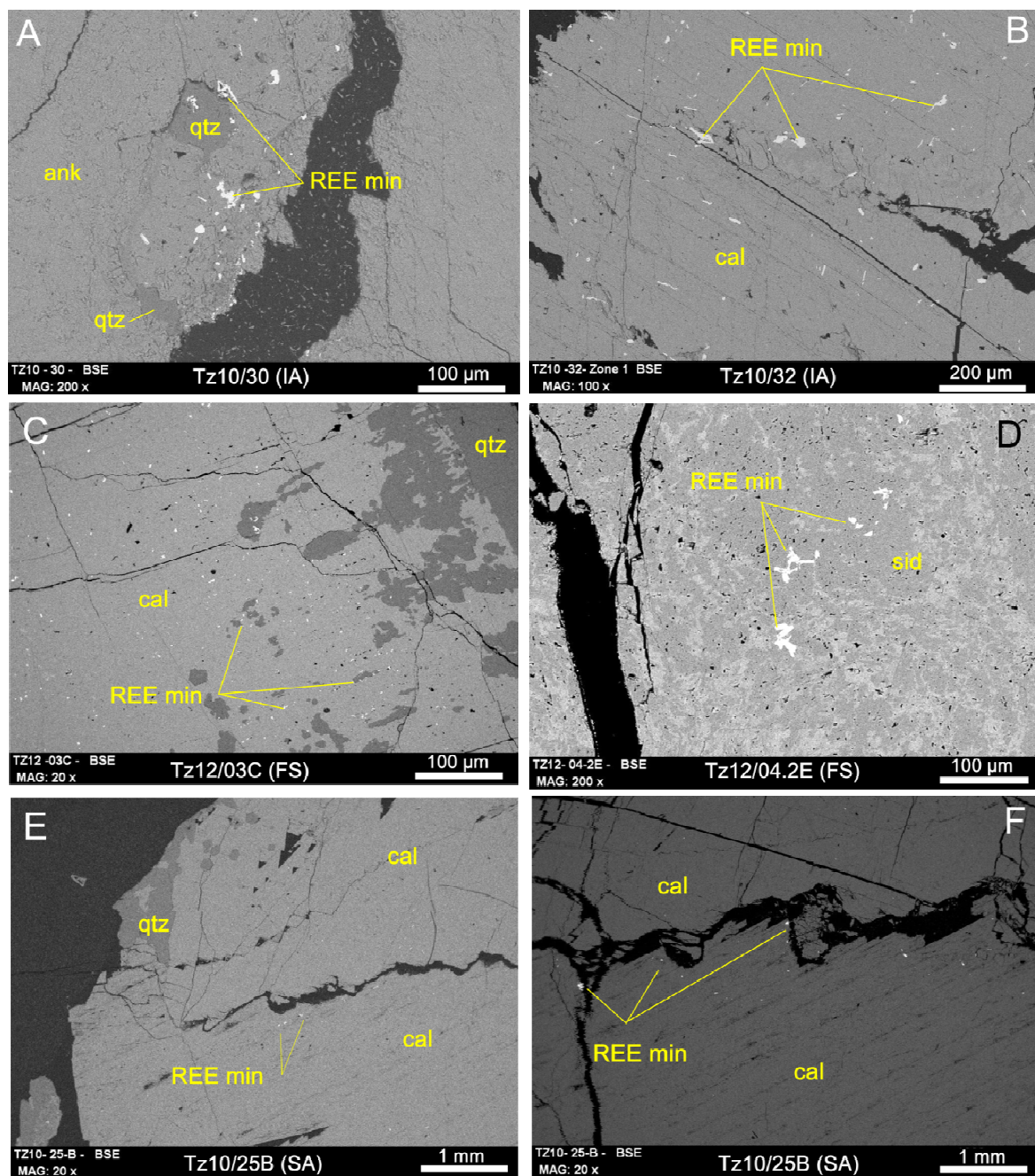


Figure IV. 16. Présence de minéraux riches en éléments des terres rares observés au MEB dans les filons Ighrem Aousser (IA), Signal (FS) et Sidi Ahmed (SA). A Minéraux à REE en bordure d'une fracture dans une ankérite P2 de brèche du filon IA (Tz10/30). B Minéraux à REE dans une calcite P4 de brèche du filon IA (Tz10/32). Les synchisites (minéraux en baguette) semblent orientées selon les plans de clivage de la calcite. C Minéraux à REE dans de la calcite P4 bordée de quartz dans le filon FS (Tz12/03C). D Présence de minéraux à REE également dans de la sidérite P3 du filon FS. E et F Minéraux à REE en bordure de fractures, dans un stockwork de calcite P4 du filon SA. Les minéraux à REE sont moins nombreux mais de plus grande taille dans cet échantillon en comparaison aux autres.

IV.3.3.2 *Synchisite* $Ca(Ce,La,Y)(CO_3)_2F$

La synchisite est un minéral hydrothermal, accessoire des granites et des syénites, découvert et décrit pour la première fois dans les syénites pegmatitiques de Narssarssuk, au Groenland (Synchisite-(Ce) ; [Flink 1901](#)).

Les synchisites peuvent provenir d'environnements géologiques variés :

- (1) dans les associations minéralogiques de carbonatites ([Hogarth et al., 1985](#) ; [Andersen 1986](#) ; [Wall et Mariano 1996](#)),
- (2) dans les roches granitiques ([Johan et Johan 1993](#)),
- (3) dans des gisements hydrothermaux ([Lottermoser 1995](#)), et les fentes alpines des Alpes occidentales ([Huen et Gramaccioli 1969](#))
- (4) dans des roches sédimentaires ([Maksimovic et Panto 1978](#)),
- (5) même dans des os de dinosaures ([Lozinski 1971](#)).

A Tighza, la synchisite est présente dans les carbonates de gangue. Elle n'a jamais été observée à proximité de galène ou de sphalérite excepté dans des carbonates de brèche, dans lesquels ces sulfures se présentent sous la forme de fragments micrométriques. Elle apparaît souvent dans les microfissures ([Figure IV.17C et D](#)) et dans les plans de clivage ([Figure IV.16A et F](#)). C'est un minéral très souvent lamellaire ([Figure III.17A, B et F](#)) dont la taille varie de quelques microns à plusieurs dizaines de microns ([Figure IV.17B et F](#)).

Une première identification par analyse MEB-BSE de ce minéral montre des pics d'Y, de Ca et de Ce, La, et Nd en proportions relatives variables ([Figure IV.17E](#)).

Des zonations ont été observées dans certaines synchisites ([Figure IV.18](#)). Des analyses au MEB-BSE des différents fronts indiquent des variations antagonistes en Ce et Nd d'une part et Y d'autre part. Les apports en éléments des terres rares légères proviennent de la monazite et les éléments en terres rares lourdes ainsi que l'Y proviennent du xénotime.

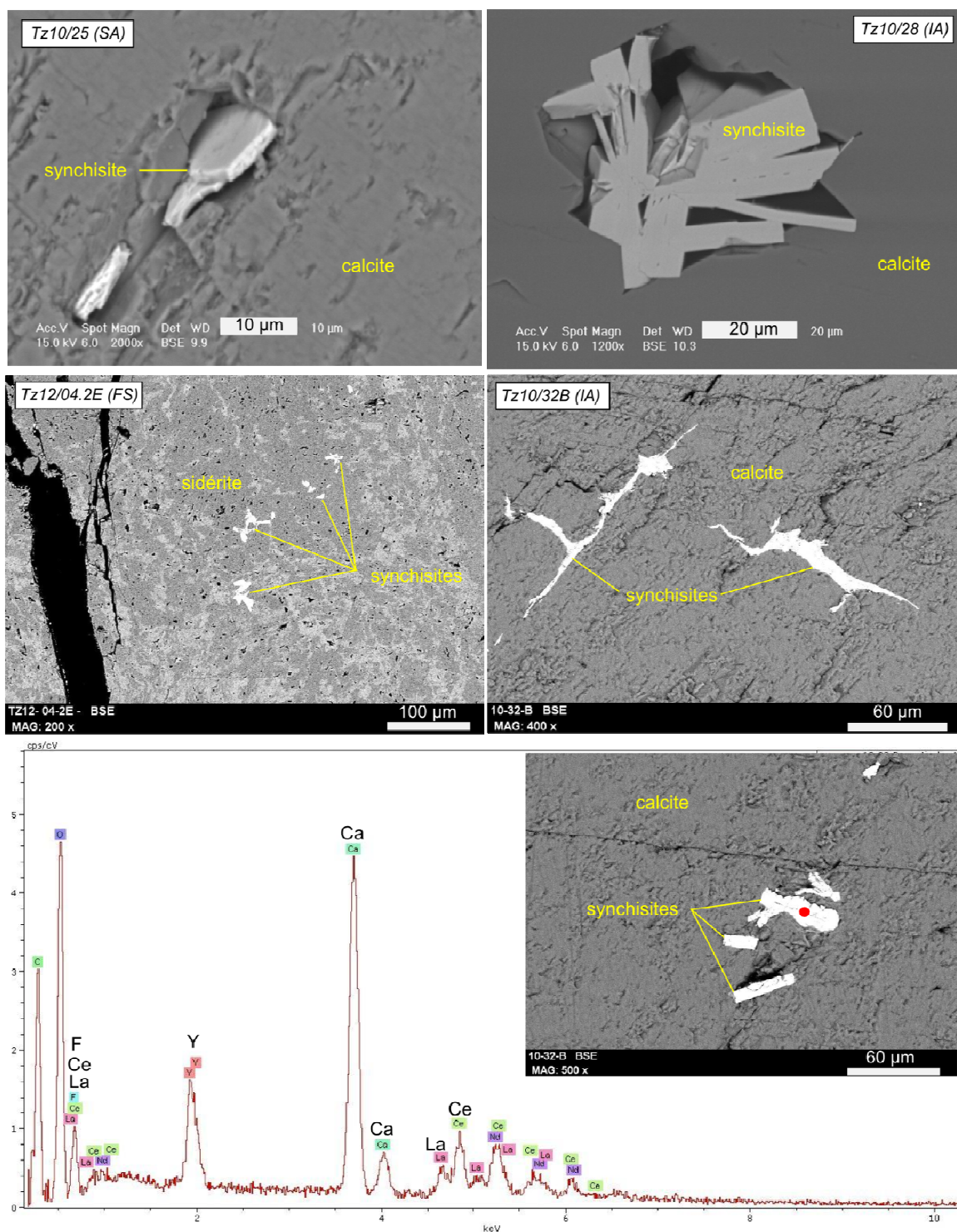


Figure IV. 17. Synchisite observée au MEB dans les carbonates de gangue des filons de Sidi Ahmed (SA), d'Ighrem Aousser (IA) et de Signal (FS). A. Synchisite lamellaire dans une gangue de calcite P4 d'un stockwork du filon de Sidi Ahmed (Tz10/25). B Synchisite lamellaire dans une gangue de calcite P4 d'un stockwork du filon d'Ighrem Aousser (Tz10/28). C Synchisites disséminées dans une gangue de sidérite P3 du filon Signal (Tz12/04.2E). D Synchisites présentes dans des microfractures de la calcite P4 d'une brèche du filon d'Ighrem Aousser (Tz10/32B). E Spectre BSE caractéristique de la synchisite avec un pic d'Y, des pics secondaires de LREE (La, Ce, Nd) et un pic de Ca souvent amplifié par l'effet de matrice, en particulier dans les calcites. Le point de mesure a été effectué sur la synchisite de la photo F. F Synchisites lamellaires dans une calcite P4 de brèche du filon d'Ighrem Aousser (Tz10/32B).

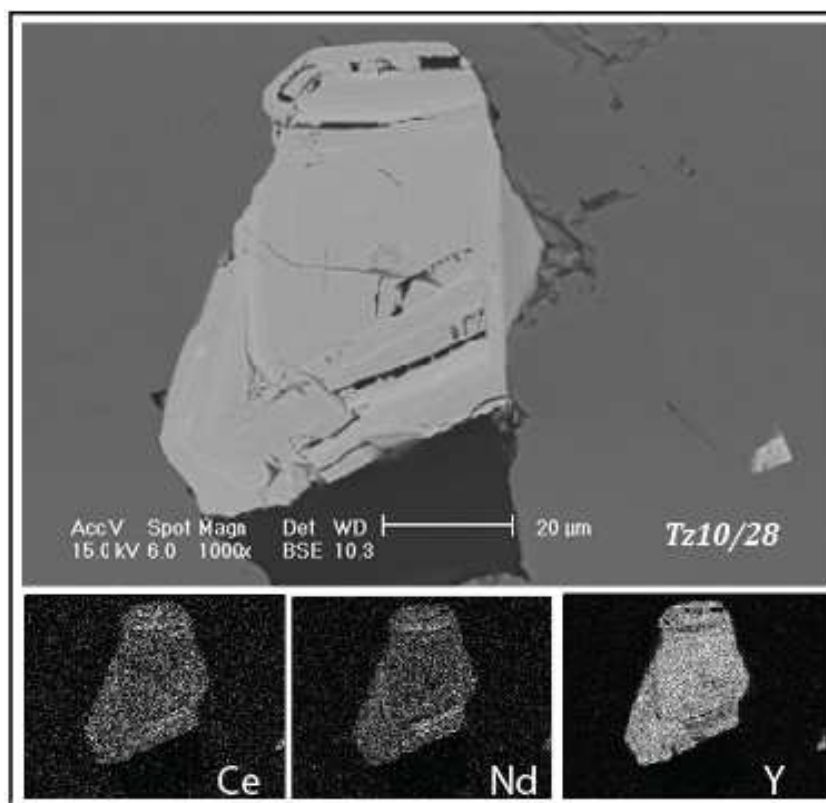


Figure IV. 18. Zonations d'une synchisite observée au MEB dans l'échantillon Tz10/28 (stockwork de calcite P4) du filon d'Ighrem Aousser. Les zones de croissance ont des teneurs respectives variables en Ce, Nd et Y.

Les synchisites montrent toute des teneurs élevées en Y ainsi que des teneurs plus variables en Ce, La et Nd. Des mesures semi-quantitatives ont été réalisées au MEB (IDES-ORSAY) et à la microsonde électronique (OSUG-Grenoble) sur des synchisites des filons Sud (Ighrem Aousser et Sidi Ahmed ; [Figure IV.19](#) ; [Tableau IV.2](#)). La représentation dans un diagramme ternaire Ce-La-Y des résultats permet de constater une distribution bimodale des synchisites entre un pôle à Y et un pôle composé à environ 60 % de Ce et 40 % de La ([Figure IV.19](#)).

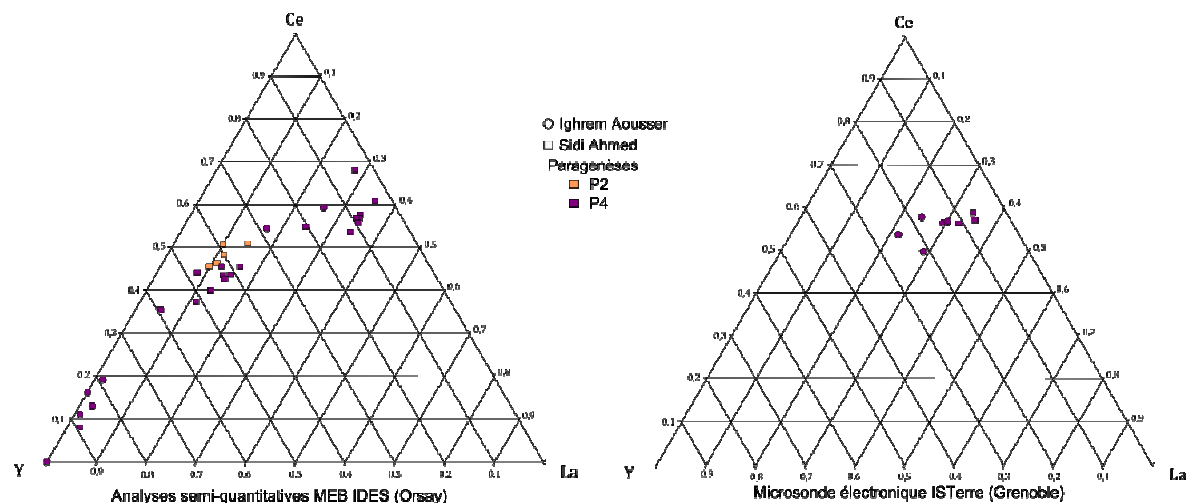


Figure IV. 19. Diagrammes ternaires Y-Ce-La de synchisites. Les données obtenues par analyses semi-quantitatives au MEB et par microsonde électronique sont présentées séparément, en fonction de la paragenèse et du filon d'où elles ont été mesurées. Pour les données obtenues au MEB, le filon d'Ighrem Aousser est représenté par l'échantillon Tz10/28 et le filon Sidi Ahmed est représenté par l'échantillon Tz10/17 pour la paragenèse P2 (ankérite) et Tz10/25 pour la paragenèse P4 (calcite). Pour les données obtenues à la microsonde électronique, le filon de Sidi Ahmed est représenté par l'échantillon Tz10/25 et le filon Ighrem Aousser par les échantillons Tz10/32 et Tz10/28.

Tableau IV. 2. Analyse (ppm) de synchisites à la microsonde électronique du filon Ighrem Aousser (Tz10/32B, Tz10/28) et du filon Sidi Ahmed (Tz10/28). Ces synchisites proviennent toutes de calcite P4.

	tz10.32B_1	tz10.32B_2	tz10.28B_1	tz10.28B_2	tz10.28B_3	tz10.25B_1	tz10.25B_2	tz10.25B_3
CO₂	56,63	46,83	34,16	37,98	44,65	39,25	52,64	60,64
CaO	21,55	20,10	20,17	20,64	20,22	19,71	19,76	18,63
Ce₂O₃	16,80	15,37	17,71	17,63	17,30	17,29	18,42	19,65
La₂O₃	7,19	6,26	9,46	10,29	9,08	10,08	11,56	11,56
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05	0,12	0,00
F	8,10	7,43	6,49	7,27	7,54	5,54	8,90	8,13
PbO	0,11	0,11	0,03	0,00	0,14	0,01	0,03	0,06
ZnO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y₂O₃	5,14	7,02	4,06	7,57	4,30	3,32	2,33	2,30
Total	115,54	103,14	92,09	101,36	103,28	95,29	113,76	120,97

IV.3.3.3 Monazite (Ce,La,Th)PO₄

La monazite est généralement présente comme minéral accessoire dans la plupart des roches plutoniques et dans les roches métamorphiques dérivées, en particulier dans les gneiss (Lucas, 2003). Elle a également été observée dans des fentes alpines et des filons hydrothermaux (Bermanec et al., 1988 ; Gasquet et al., 2010 ; Janots et al., 2012). Des monazites d'origine métasomatique sont également connues dans des marbres dolomitiques (Deer et al., 1992).

Les monazites observées dans les carbonates de gangue de Tighza sont généralement de petite taille (1-5 µm, bien que certaines atteignent la dizaine de microns), et sont toujours accompagnées de synchisite (Figure IV.22).

Les analyses quantitatives réalisées à la microsonde, et semi-quantitatives réalisées au MEB montrent que les monazites oscillent entre un pôle à Ce et un pôle à Nd-La (Figure IV.23 et Tableau IV.3).

Les monazites ont été observées dans les paragenèses P2 à P4, le plus souvent dans de l'ankérite ou de la calcite. Les monazites ont précipité pendant le même événement hydrothermal que les minéralisations Pb-Zn-Ag. Elles ont des teneurs très faibles en uranium et en thorium (Tableau IV.3). Etant toujours associées à de la synchisite, l'essentiel des monazites précipitées au cours de cet événement hydrothermal a probablement été altéré. Toutefois, les plus grosses monazites observées (< 25 µm) ont été trouvées dans la dernière phase paragenétique P4. **Les monazites sont contemporaines des dernières précipitations filoniennes de l'hydrothermalisme à Pb-Zn-Ag.**

Les monazites présentent un intérêt scientifique certain dans la mesure où elles peuvent être utilisées pour la datation par U-Th-Pb, la monazite étant normalement riche en thorium. De plus, des études ont montré que les températures de reset isotopique de la monazite (pour le système U-Th-Pb) sont comprises entre 450 et 750°C (Teufel et Heinrich, 1997). Les minéralisations Pb-Zn-Ag ayant précipité autour de 230°C (Inclusions fluides, Nerci, 2006), les monazites n'ont pas subi de température susceptible de rajeunir leur âge U-Th-Pb. **Dater les monazites hydrothermales indiquera donc l'âge des dernières précipitations des minéralisations Pb-Zn-Ag.**

La difficulté dans le cas de nos échantillons réside tout d'abord dans la taille des monazites observées. En effet la taille du faisceau utilisé pour la datation est de 10 µm et la taille des monazites observées est comprise généralement entre 1 et 5 µm, certaines cependant peuvent atteindre 10 à 20 µm. La seconde difficulté provient des faibles

teneurs en Th des monazites dont la composition se distribue plutôt entre le Ce (~50 %) et le Nd (20-30 %) et le La (20-30 % ; [Tableau IV.3](#) ; [Figure IV.21](#)).

Les trois monazites présentées dans la [figure IV.20](#) et le [tableau IV.3](#) ont été sélectionnées pour effectuer des datations ponctuelles par Th/Pb malgré leur faibles teneurs en Th.

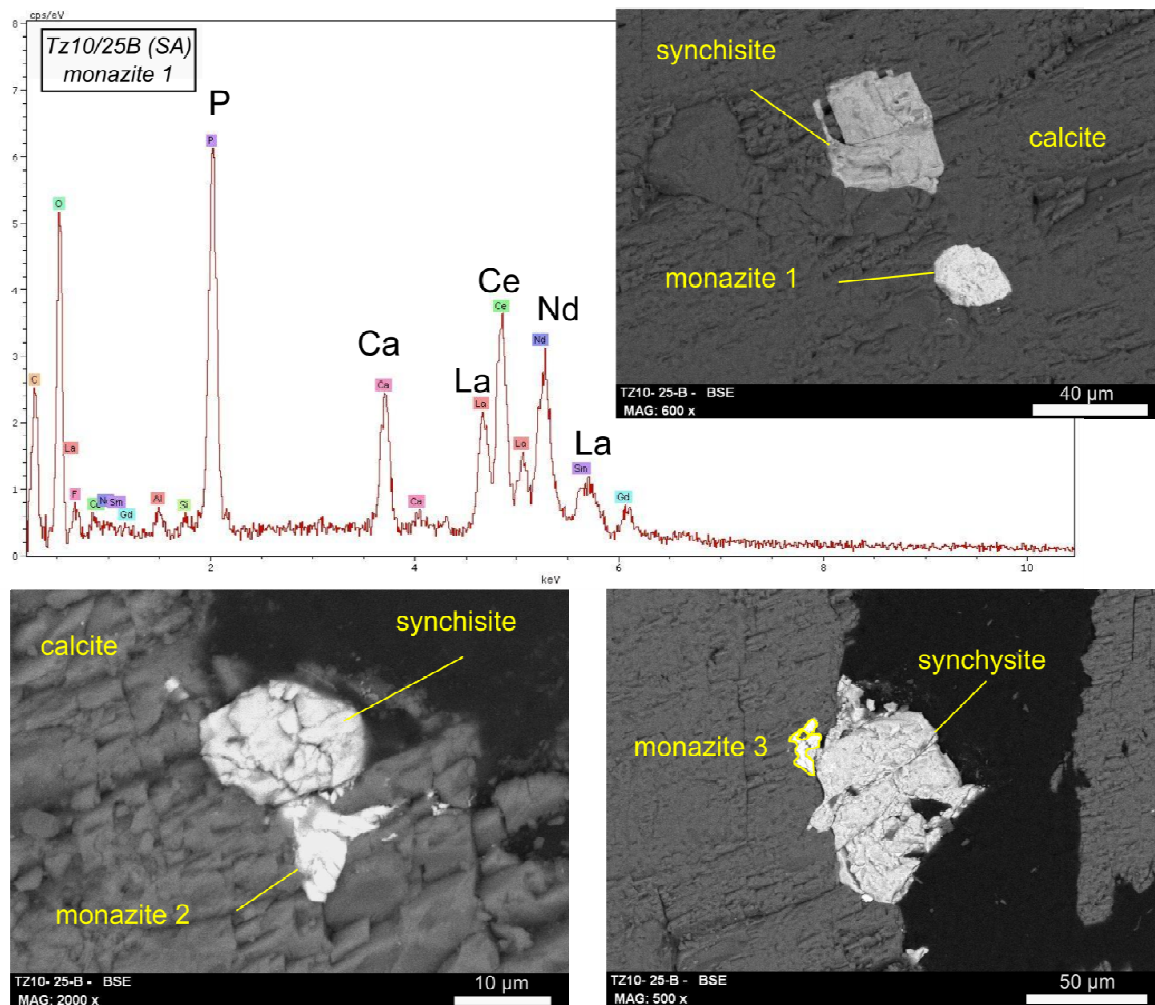


Figure IV. 20. Monazites dans un stockwork de calcite P4 du filon de Sidi Ahmed observée au MEB dans la lame Tz10/25B et spectre BSE correspondant à la monazite de la photo de gauche.

Tableau IV. 3. Résultats bruts (en ppm) d'analyses à la microsonde électronique de monazites de l'échantillon de stockwork à calcite P4 (Tz10/25B) du filon Sidi Ahmed. Les teneurs des monazites sont reportées sur un diagramme ternaire Nd_2O_3 - La_2O_3 - Ce_2O_3 . Les teneurs observées en CaO sont le produit d'un effet de matrice, les grains de monazite étant très petits ($\leq 10\mu\text{m}$).

Tz10/25B	mz 1	mz 2	mz 3
Ce₂O₃	32,00	26,99	20,86
La₂O₃	17,07	12,83	8,33
Nd₂O₃	11,42	12,69	13,92
P₂O₅	31,14	31,02	18,62
CaO	2,13	4,16	8,44
Pr₂O₃	3,05	3,07	2,75
Sm₂O₃	1,29	2,23	3,27
Y₂O₃	0,29	1,57	2,14
Dy₂O₃	0,13	0,46	0,84
Gd₂O₃	0,64	1,58	2,91
UO₂	0,007	0,015	0,001
ThO₂	0,000	0,005	0,002
PbO	0,004	0,003	0,023
SiO₂	0,11	0,39	0,11
Total	99,27	97,02	82,22

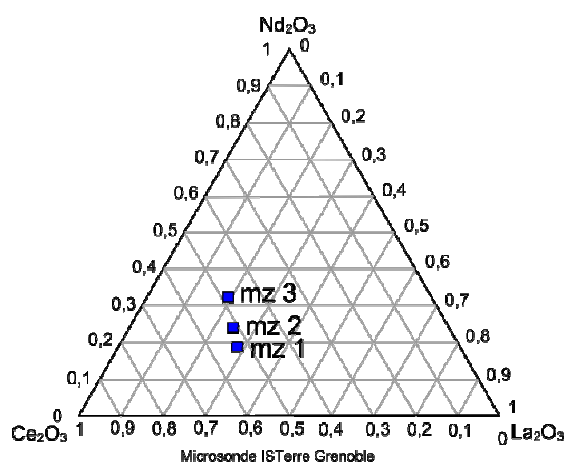


Figure IV. 21. Diagramme ternaire Nd_2O_3 - Ce_2O_3 - La_2O_3 des monazites de la figure IV.20 et du tableau IV.3

IV.3.3.4 Xénotime YPO_4

Le xénotime est présent principalement comme minéral accessoire des roches acides telles que les granites et les pegmatites. Il peut, comme la monazite, être également présent dans les roches métamorphiques ainsi que dans des sédiments détritiques, par désagrégation des roches préexistantes. Il est décrit dans un contexte hydrothermal comme provenant de deux modes (Petersson et al., 2000) : (1) comme précipités microcristallins authigéniques, ou moins fréquemment (2) comme exsolutions de monazites recristallisées.

La présence d'un double pic centré sur 2 keV (P et Y ; [Figure IV.22](#)) ainsi que de terres rares lourdes nous permettent de caractériser le xénotime dans les carbonates de gangue. Le xénotime est observé le plus souvent dans, ou à proximité, du quartz, il est cependant très peu présent dans nos échantillons. Dans la [Figure IV.22](#), un xénotime a été identifié dans de la calcite P4 d'un stockwork du filon d'Ighrem Aousser.

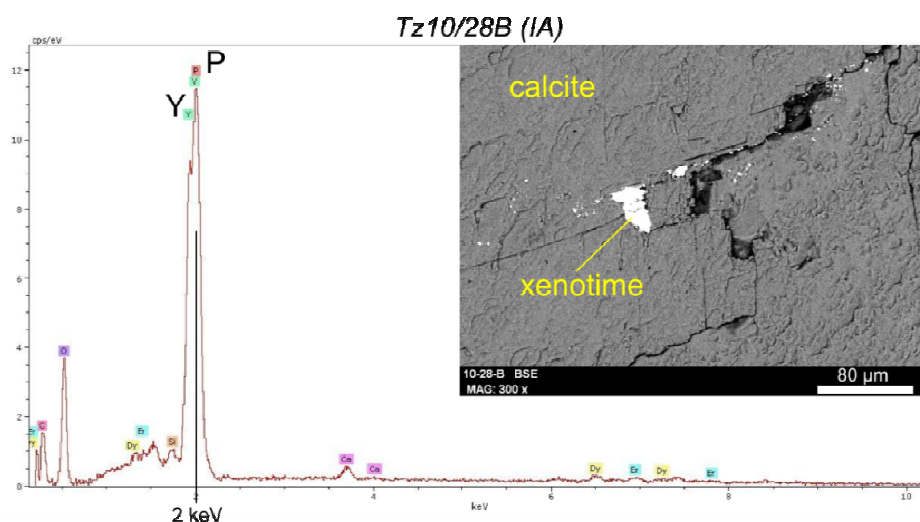
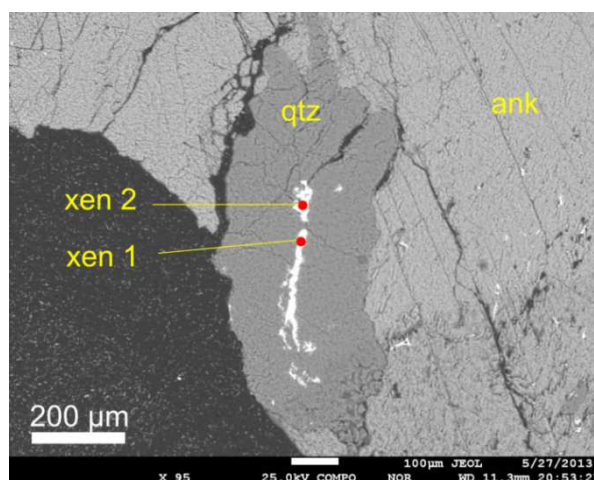


Figure IV. 282. Xénotime dans un stockwork de calcite P4 du filon Ighrem Aousser (Tz11/28B) observé au MEB et spectre BSE correspondant.

Des analyses ponctuelles ont pu être réalisées à la microsonde électronique (ISTerre, Grenoble) sur un xénotime présent au coeur d'un grain de quartz dans une gangue ankéritique du filon Ighrem Aousser. Les résultats ainsi que les points de mesure sont présentés dans le [Tableau IV.4](#). Ces mesures sont les seules analyses chimiques réalisées in-situ sur des xénotimes à Tighza. Le total n'atteint pas les 100 % certainement en raison de la faible largeur du xénotime, qui a également pour effet d'augmenter l'effet de matrice, comme le montrent les teneurs en silice. En effet, le SiO_2 mesuré ne provient pas du xénotime mais probablement du grain de quartz dans lequel il se trouve. On peut toutefois constater la présence de terres rares lourdes, en particulier de Dy et de Gd. La présence de terres rares lourdes est une caractéristique des xénotimes.

Tableau IV. 4. Résultats bruts (en ppm) d'analyses ponctuelles à la microsonde électronique d'un xénotime de la lame Tz10/32B, filon d'Ighrem Aousser. Comme pour les analyses des monazites, un effet de matrice est responsable des teneurs en SiO₂ des xénotimes analysés.

Tz10/32B	xen 1	xen 2
Y ₂ O ₃	40,91	39,84
P ₂ O ₅	26,97	28,32
SiO ₂	4,32	2,39
PbO	0,46	0,53
CaO	0,56	0,98
Sm ₂ O ₃	0,10	0,20
Pr ₂ O ₃	0,00	0,01
Nd ₂ O ₃	0,08	0,17
Dy ₂ O ₃	2,98	3,44
Gd ₂ O ₃	2,77	3,15
La ₂ O ₃	0,03	0,007
Ce ₂ O ₃	0,09	0,12
UO ₂	0,00	0,002
ThO ₂	0,00	0,00
Total	79,27	79,17



IV.3.3.5 Conditions de cristallisation de la monazite, du xénotime

Dans les systèmes naturels, la monazite et le xénotime apparaissent dans des contextes très variés : diagenèse, métamorphisme, magmatisme, hydrothermalisme. Ces minéraux sont présents dans des minéralisations aurifères comme minéraux d'altération ([Vielreicher et al., 2003](#)). Les monazites hydrothermales sont généralement plus riches en thorium qu'en uranium ([Vielreicher et al., 2003](#)). Dans des contextes sédimentaires, les monazites authigéniques peuvent présenter de faibles teneurs en HREE, Y, Th et U mais de hautes teneurs en Eu ([Copjakova et al., 2011](#)), et se forment entre 100 et 400°C ([Copjakova et al., 2011](#)). Les monazites ont été observées dans des roches métasédimentaires pauvres en calcium. Lorsque les teneurs en calcium sont plus élevées, la monazite est absente et la (Ce)-synchisite ou la (Ce)-parisite apparaissent.

Des études de la solubilité des phosphates de terres rares, et en particulier du xénotime et de la monazite ([Poitrasson et al., 1996](#) ; [Copjakova et al., 2011](#)), indiquent que les facteurs les plus importants sont le couple température/pression ainsi que la composition du fluide porteur des REE. [Cetnier et al. \(2005\)](#) ont réalisé une série d'expériences visant à étudier la solubilité des phosphates de terres rares pour des températures basses (23-150°C). Ils ont montré que la mise en solution des phosphates de terres rares est anti-corrélée avec la température, elle diminue lorsque la température augmente. Ils ont montré ainsi que pour des températures supérieures à 150°C, la mise en solution des phosphates de terres rares est réalisable en présence de chlorures ($0 < \text{pH} < 2$). Lorsque

les températures sont inférieures (23-50°C), la dépendance aux chlorures est négligeable. Le fluor est un élément important dans la mise en solution des REE. En effet, les HREE sont plus solubles que les LREE dans des fluides riches en F (Poitrasson et al., 1996).

En contexte sédimentaire, l'origine des REE de ces minéraux peut être variée. Les REE peuvent provenir (i) de la désorption des REE de la surface de minéraux argileux, (ii) de la désorption des REE au cours de la réduction du Fe d'oxydes ou d'hydroxydes (diagenèse), (iii) de la dégradation de la matière organique, (iv) ou de la dissolution des REE de minéraux détritiques (Copjakova et al., 2011). Au cours de l'altération de la monazite, du plomb peut être incorporé par le minéral, ce qui a pour effet de vieillir l'âge mesuré.

IV.3.3.6 Conditions de cristallisation de la synchisite

Förster (2000) a réalisé une étude de la mobilité des éléments des terres rares au cours de l'altération dans laquelle il décrit la synchisite-(Ce) comme **produit de la dissolution de la monazite**, par interaction avec un fluide contenant F, CO₂ et Ca. L'interaction de la monazite avec des fluides riches en Ca-CO₂-F génère une dissolution complète de la monazite, les éléments libérés étant remobilisés directement par la précipitation de synchisite. Le fluide hydrothermal doit pour cela être initialement riche en Ca et F, provenant de l'altération de la biotite en chlorite pour le fluor, et de l'albitisation des plagioclases (pour le calcium). Ces deux types d'altération ont par ailleurs été observées dans les roches magmatiques du district de Tighza, notamment en tant qu'altération pervasive dans les stocks granitiques du Kaolin et du Mispickel (Chapitre III), et sont associées à l'hydrothermalisme minéralisateur en Pb-Zn-Ag.

Les REE peuvent provenir du lessivage des granites et des schistes (Förster, 2001), en particulier si les fluides hydrothermaux sont riches en fluorures (complexation des HREE) et en chlorures (complexation des LREE).

A Tighza, la monazite et le xénotime sont observés avec de la synchisite. Les analyses chimiques réalisées sur la synchisite et la monazite montrent que ces deux minéraux ont des compositions chimiques qui tendent vers un pôle commun composé à 40% de La et 60% de Ce (Tableau IV.2 et Tableau IV.3). Les LREE et l'Y de la synchisite proviennent de la monazite et du xénotime. De plus, des réactions de déstabilisation de la monazite au profit de la synchisite (Figure IV.23), ainsi que des transformations de xénotime en synchisite (Figure IV.24), ont été directement observées dans nos échantillons.

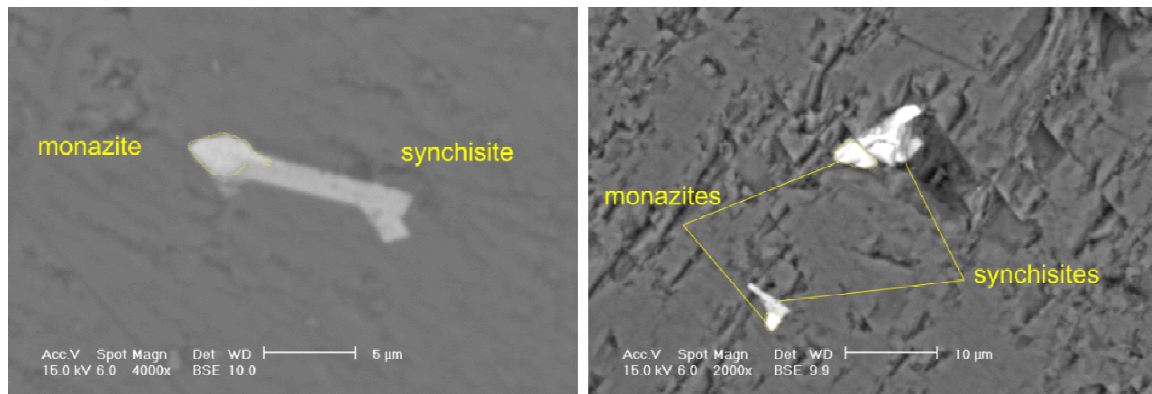


Figure IV. 22. Déstabilisation de la monazite en synchisite observée directement dans l'échantillon Tz10/25, stockwork de calcite tardive du filon de Sid Ahmed. Les spectres BSE de ces monazites et synchisites sont présentés dans la figure suivante.

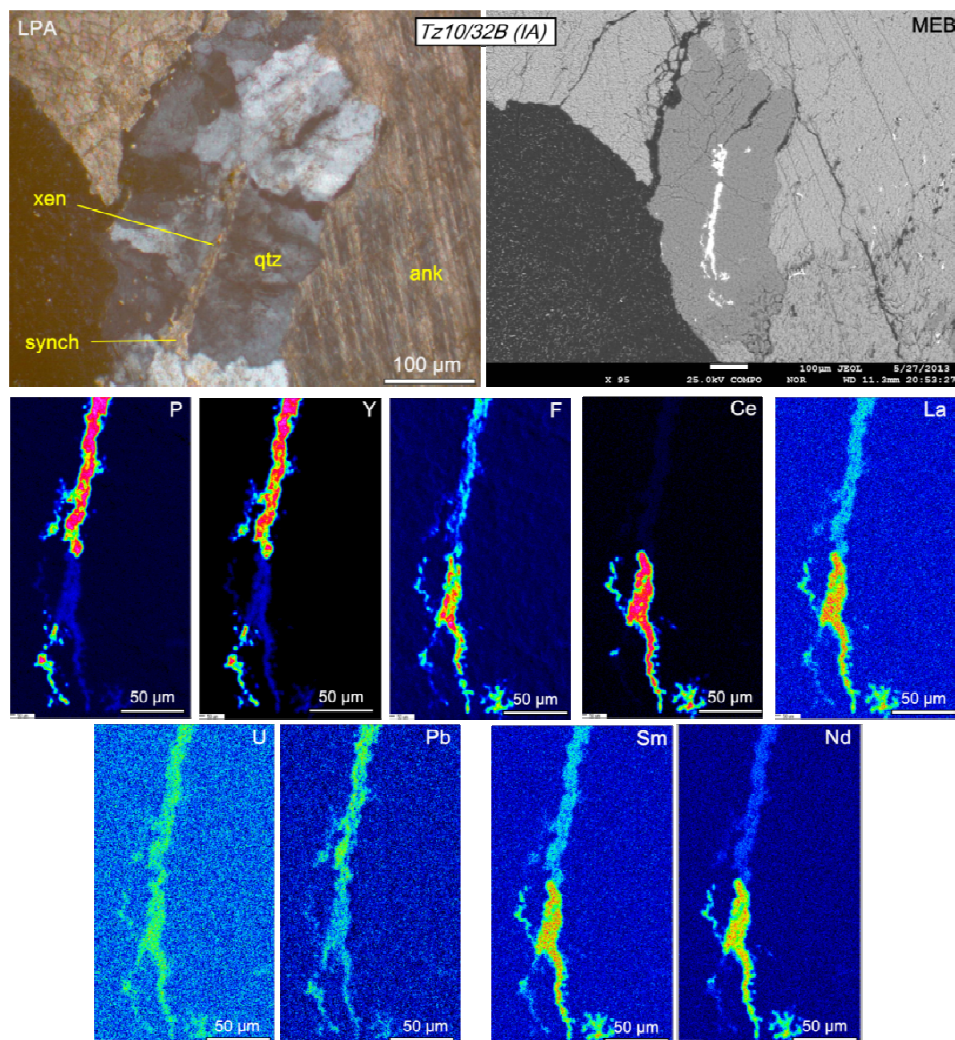


Figure IV. 23. Déstabilisation de xénotime en synchisite dans un grain de quartz pris dans une gangue d'ankérite P2, dans l'échantillon Tz10/32 d'Ighrem Aousser. Une cartographie effectuée au MEB des éléments constitutifs majeurs des deux minéraux est également présentée. LPA : lumière polarisée analysée

IV.3.3.7 Conclusions sur les minéraux accessoires à REE

Les fortes teneurs en REE observées dans les carbonates de gangue des minéralisations Pb-Zn-Ag sont dues à la présence de minéraux à REE : la monazite, le xénotime et la synchisite.

La monazite et la synchisite ont été observées principalement dans les carbonates de gangue des phases paragenétiques P2 et P4 tandis que le xénotime a majoritairement été observé dans du quartz P1 et P3, et plus ponctuellement dans des carbonates P2 et P4. La monazite, le xénotime et la synchisite ont été reportés sur le tableau des paragenèses principales sur la [figure IV.24](#).

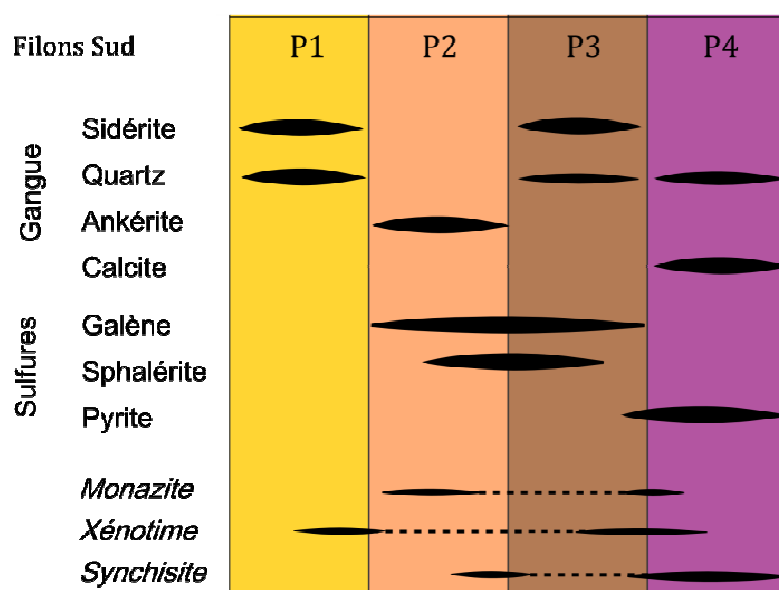


Figure IV. 24. Minéraux accessoires à éléments des terres rares dans le tableau des paragenèses principales des minéralisations Pb-Zn-Ag. Les minéraux à REE ayant été principalement observés dans les filons Sud, ils ont été reportés sur le tableau des paragenèses des filons Sud.

Les synchisites, produits de la dissolution de la monazite et du xénotime, sont dominantes (90% des minéraux observés) et leurs compositions en Y, Ce et La se distribuent entre celles du xénotime et la monazite. Les monazites et xénotimes observés sont de petite taille (< 30 µm) et ne contiennent que très peu d'U et de Th (< 150 ppm). Plusieurs monazites en cours de dissolution et re-précipitation en synchisites ont été observées.

Pour précipiter, la synchisite requiert un fluide enrichi en F et Ca. Ces éléments ont été apportés par l'altération associée à l'hydrothermalisme à Pb-Zn-Ag, par l'albitisation des plagioclases et la chloritisation des biotites des roches encaissantes. Par ailleurs, la mise en solution de phosphates de REE (monazite, xénotime) augmente lorsque la

température diminue ([Cetnier et al., 2005](#)). La précipitation de la monazite et du xénotime se serait donc produite pendant la phase la plus chaude de l'évènement hydrothermal, puis ces minéraux auraient été dissous, précipitant de la synchisite, pendant le refroidissement de l'hydrothermalisme à Pb-Zn-Ag. Les teneurs en Y, Ce et La varient peu dans les synchisites de la paragenèse P2 et varient de façon importante dans la paragenèse P4. Cela semble indiquer une plus grande mobilité de ces éléments dans la phase tardive P4. La dissolution des monazites et xénotimes au cours de cette phase P4 expliquerait ces variations.

Les monazites et xénotimes sont hydrothermaux et contemporains des précipitations des minéralisations Pb-Zn-Ag de Tighza. La datation de ces minéraux permettrait donc de dater directement la précipitation des minéralisations Pb-Zn-Ag.

La synchisite est un minéral secondaire, issu de la dissolution de la monazite et du xénotime au cours du refroidissement de l'hydrothermalisme minéralisateur en Pb-Zn-Ag, et associé à l'altération (chloritisation et albitisation) de cet hydrothermalisme.

IV.4 Chronologie de la minéralisation Pb-Zn-Ag dans l'histoire du district de Tighza

IV.4.1 Datation U/Pb des calcites de gangue

Des études ont montré qu'il était possible de dater avec succès des carbonates, et en particulier la calcite par la méthode U/Pb, même lorsque la calcite n'a que de très faibles teneurs en uranium ([Jahn et Cuvellier, 1994](#) ; [Brannon et al., 1999](#) ; [Smith et Farquhar, 1989](#) ; [Grandia et al., 2000](#)). La méthode, utilisée dans des gisements de type MVT (251 ± 11 Ma Jumbo Mine, Kansas Etats Unis ; 351 ± 15 Ma Twelve Mine Bore et Bloodwood-Kapok, Australie ; [Brannon et al., 1999](#)) a été développée par Pierre Deschamps, au CEREGE à Aix en Provence. Nous avons souhaité utiliser cette méthode sur les carbonates de gangue des filons Pb-Zn-Ag de Tighza. Le rapport μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) des échantillons permet de déterminer si la méthode est applicable ou pas. Ce rapport permet de savoir si les teneurs en U sont suffisantes par rapport aux teneurs en Pb pour tenter des mesures géochronologiques. Les rapports μ minimum pour l'application de la méthode sont de l'ordre de 10 ($\mu = 30$ pour [Grandia et al., 2000](#)). Les analyses des teneurs en U et Pb des carbonates de Tighza ainsi que des rapports μ de ces échantillons sont présentées dans le [Tableau IV.5](#). Les analyses effectuées au SARM de Nancy sur les carbonates de Tighza révèlent au mieux des $\mu \leq 1$ (Tz10/30.2, [Tableau IV.5](#)). Ce faible rapport est dû à la très forte présence de Pb, présent sous forme de micro-galènes disséminées dans les carbonates.

La difficulté de l'application de cette méthode aux carbonates de Tighza réside dans les très faibles teneurs en U des carbonates, et dans les contaminations en Pb importantes qui peuvent fausser les âges par U/Pb et rendent la méthode inapplicable ([Figure IV.25](#)). En effet le plomb commun s'ajoute au plomb radiogénique, faussant ainsi les âges U/Pb mesurés. Des micro-galènes (3 à 10 μm , [Figure IV.25](#)) ont été observées dans ces carbonates, à proximité des fractures et notamment dans la phase tardive P4. Afin de s'affranchir de ces contaminations en Pb, nous avons tenté de séparer ces galènes des carbonates en mettant en œuvre un protocole de séparation par densimétrie. Les carbonates ont été broyés puis la fraction des poudres de 125 à 50 μm a été séparée par tamisage avant d'être passée au bromoforme pour la séparation par densimétrie. La densité du bromoforme utilisé est de $d = 2,9$. La densité de la calcite est de $d = 2,7$ et celle de la galène est de $d = 7,5$. Les autres sulfures susceptibles d'être présents dans les carbonates (pyrite, sphalérite) ont des densités ≥ 5 . Pour cette séparation, les échantillons

présentant les plus hautes teneurs en uranium (Tz10/32 et Tz11/53 ; [Tableau IV.5](#)) ont été choisis. La fraction légère récupérée après séparation a été analysée au SARM de Nancy afin de comparer les teneurs en Pb avant et après manipulation, pour contrôler les éventuelles contaminations en U.

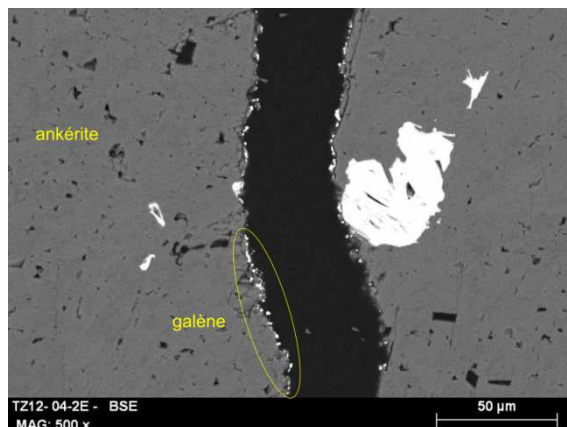


Figure IV. 25. Photo MEB des micro-galènes disséminées dans les carbonates de gangue de l'échantillon Tz12/04 du filon de Signal.

Tableau IV. 5. Teneurs en uranium et plomb des carbonates de gangue de Tighza et rapports μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) correspondants. L'échantillon Tz10/30.2 en bleu présente le rapport μ le plus élevé et les échantillons Tz10/32 et Tz11/53 en rouge présentent les plus hautes teneurs en U.

Echantillon	Filon	Phase Parag.	Pb	2 σ	U	2 σ	μ
			(ppb)	%	(ppb)	%	($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$)
Tz10/34	IA-13R	P4	26500	< 5	13	15	0,03
Tz10/31	IA-13R	P4	1000	< 5	5	40	0,39
Tz10/30.1	IA-13R	P4	4810	< 5	20	15	0,29
Tz10/30.2	IA-13R	P2	1750	< 5	33	15	1,36
Tz10/28	IA-10R	P4	1360	< 5	5	40	0,26
Tz10/25	SA-9R	P4	1300	< 5	10	40	0,55
Tz10/32	IA-13R	P4	53000	< 5	100	15	0,13
Tz10/22	SA-9R	P1	14400	< 5	29	15	0,14
Tz10/17	SA-8R	P2	< 900	> 10	5	40	0,36
Tz11/49	SA	P2	1436,8	< 5	12	< 25	0,60
Tz11/13.2	FP	Sidérite	340976	< 5	49	< 25	0,01
Tz11/47	FS	Sidérite	25693,8	< 5	76	< 25	0,21
Tz11/10	FP	Ankérite	2417	< 5	10	< 25	0,29
Tz11/13.1	FP	Ankérite	3601	< 5	16	< 25	0,32
Tz11/67	FN	Ankérite	6830	< 5	36	< 25	0,38
Tz11/53	SA	P4	93396	< 5	106	< 25	0,08

Les résultats des analyses ([Tableau IV.5](#) et [Tableau IV.6](#)) montrent que la séparation densimétrique n'a pas fonctionné sur nos carbonates. Les teneurs en Pb restent du même ordre de grandeur. Les micro-galènes étant de très faible taille (3 à 10 μm) il est probable qu'elles n'aient pas pu décanter avec les fractions les plus lourdes. Au vu des difficultés rencontrées pour préparer les échantillons de carbonates à la datation par U/Pb (contamination importante en Pb commun et très faibles teneurs en U), nous avons préféré chercher une autre voie pour dater la minéralisation Pb-Zn-Ag.

Tableau IV. 6. Comparaison des rapports μ des carbonates présentant les plus hautes teneurs en U, avant et après séparation densimétrique.

Echantillon	Tz10/32	Tz11/53
	IA	SA
<i>Avant séparation</i>		
Pb (ppb)	53000	93395
U (ppb)	100	106
μ	0,13	0,08
<i>Après séparation</i>		
Pb (ppb)	116891	106611
U (ppb)	67	131
μ	0,04	0,09

IV.4.2 Datation Sm/Nd des carbonates de gangue

Les analyses chimiques des carbonates de gangue des filons à Pb-Zn-Ag du district de Tighza ont révélé d'importantes teneurs en éléments des terres rares ainsi qu'en éléments traces, et notamment en Sm et Nd. Ce couple d'éléments peut être utilisé en géochronologie, et nous avons donc effectué un test de datation carbonates des filons par la méthode Sm/Nd sous la supervision de Laurie Reisberg (CRPG, Nancy).

Nous avons choisi des échantillons parmi les filons Sud : Sidi Ahmed et Ighrem Aousser. Ces deux filons ont été choisis car ils sont localisés hors de la zone des stocks granitiques et de recoupement entre les minéralisations à W-Au et Pb-Zn-Ag. Ces deux filons présentent également l'avantage de contenir les mêmes phases paragénétiques (absence d'observation et d'échantillonnage d'ankérite au filon Signal). Nous avons souhaité avoir des échantillons de chaque carbonate calcite, ankérite et sidérite pour chacun des deux filons, afin de pouvoir obtenir une plus grande variabilité des rapports Sm/Nd, pour le traçage de l'isochrone.

Les concentrations du Sm et du Nd ont été obtenues par dilution isotopique. La concentration du Sm et les rapports isotopiques Sm/Nd ont été mesurés sur un spectromètre de masse Finnigan MAT-262 (Boher et al., 1992 ; Brueckner et al., 1995).

Les résultats sont présentés dans la Figure IV.26A et dans le tableau suivant :

Tableau IV. 7. Rapports isotopiques Sm/Nd des carbonates de gangue de Tighza

		$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	(2 σ)	[Nd] ppm	[Sm] ppm	Sm/Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{148}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$
Filon Sidi Ahmed								
Tz11/49	P2	0,512201	(02)	67,11	15,78	0,235	0,1419	0,2416
Tz10/22	P2	0,512256	(10)	31,08	8,26	0,266	0,1604	0,2416
Tz10/17	P2	0,512370	(05)	30,64	11,94	0,390	0,2353	0,2416
Tz10/25	P4	0,512221	(04)	80,98	23,96	0,296	0,1785	0,2416
Tz11/48	P4	0,512197	(02)	46,48	13,55	0,292	0,1759	0,2416
Tz11/53	P4	0,512246	(04)	170,91	49,24	0,288	0,1739	0,2416
Filon Ighrem Aousser								
Tz10/30.2	P2	0,512390	(03)	303,16	112,91	0,372	0,2247	0,2416
Tz10/31	P2	0,512252	(03)	154,32	48,90	0,317	0,1912	0,2416
Tz10/33.1	P2	0,512343	(17)	8,90	3,14	0,352	0,2127	0,2415
Tz10/33.2	P3	0,512374	(05)	42,58	17,87	0,420	0,2532	0,2416
Tz11/58	P4	0,512206	(03)	31,98	8,48	0,265	0,1601	0,2416
Tz10/28	P4	0,512176	(03)	114,00	26,09	0,229	0,1381	0,2416
Tz10/29	P4	0,512246	(03)	130,39	41,51	0,318	0,1921	0,2416

L'isochrone calculée est très imprécise, elle donne un âge approximatif de 297 ± 85 Ma (Figure IV.26A).

L'importante incertitude sur cet âge ne nous permet pas de conclure sur l'âge de l'évènement hydrothermal de minéralisation à Pb-Zn-Ag. Cette incertitude provient de deux facteurs principaux :

- (i) L'isotope ^{147}Sm se désintègre en ^{143}Nd avec une demi-vie de 106 Ga. Au vu de la chronologie du district (hydrothermalisme produit entre 300 et 250 Ma), cette demi-vie importante explique en partie l'importante incertitude sur l'isochrone calculée. En effet, ce géochronomètre est plus adéquat pour la datation d'objets plus anciens (> 500 Ma).
- (ii) Les échantillons analysés et datés ne présentent pas de variations importantes de leurs rapports Sm/Nd. Par conséquent la répartition des points sur le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ n'est pas assez importante pour pouvoir tracer une isochrone précise.

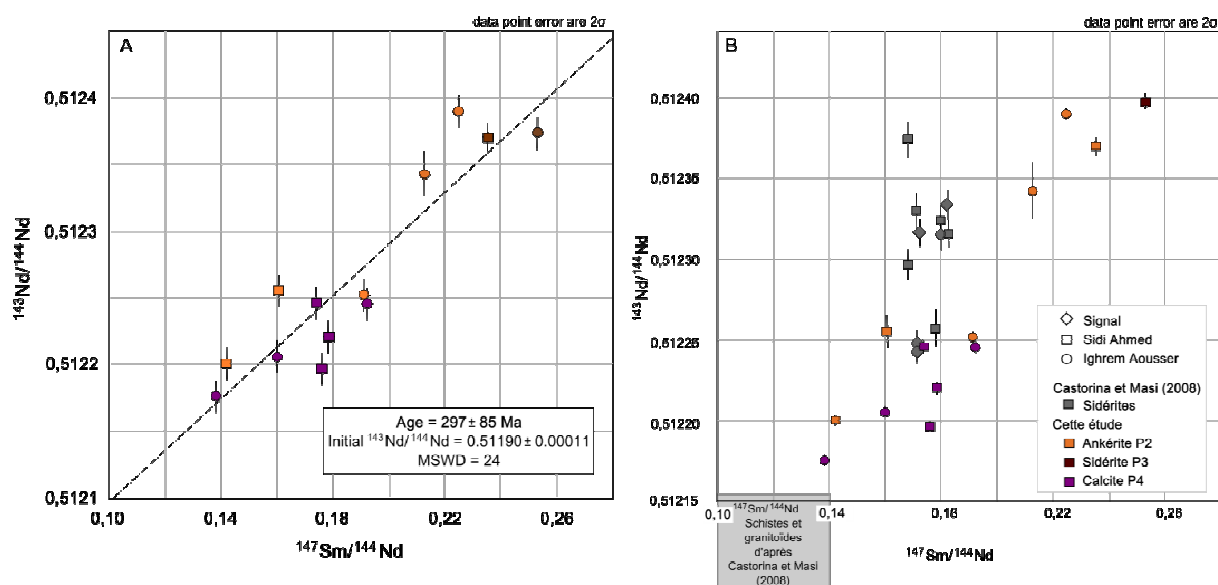


Figure IV. 26. Rapports isotopiques Sm-Nd des gangues carbonatées de Tighza. A. Isochrone calculée à partir des rapports Sm/Nd mesurés dans les carbonates de gangue des filons Sud. **B.** Comparaison des données avec les rapports mesurés par [Castorina et Masi \(2008\)](#).

[Castorina et Masi \(2008\)](#) ont également mesurés les rapports Sm/Nd de sidérites des filons Signal et Sud ([Figure IV.26B](#)). Les données qu'ils ont obtenu montrent des rapports très groupés d'un filon à l'autre, ce qui indique une source de fluide commune aux carbonates des filons Signal et Sud. Ce rapprochement des rapports isotopiques Sm/Nd des échantillons rend délicate toute tentative de datation. Les mesures que nous avons réalisées se dispersent toutefois un peu plus que celles de [Castorina et Masi \(2008\)](#), raison pour laquelle nous avons malgré tout tenté le calcul de l'isochrone correspondant à ces rapports. Bien que la dispersion soit plus importante pour nos échantillons, l'incertitude de l'isochrone reste trop importante pour pouvoir établir un âge clair de cristallisation des carbonates.

En conclusion, la méthode de datation par Sm/Nd sur les carbonates de gangue ne nous permet pas de définir un âge précis des minéralisations Pb-Zn-Ag, mais seulement un intervalle de 400 à 200 Ma dans lequel les carbonates ont cristallisé. Cependant, nous savons que les minéralisations Pb-Zn-Ag sont postérieures aux roches encaissantes du Viséen, aux stocks granitiques et aux minéralisations W-Au. Les datations réalisées sur les stocks granitiques de Tighza indiquent une période de cristallisation comprise entre 320 et 300 Ma et les minéralisations W-Au se sont mises en place entre 295 et 280 Ma (cf. Chapitre II). **La chronologie relative des minéralisations Pb-Zn-Ag permet donc de réduire l'intervalle probable de mise en place de ces minéralisations entre 280 et 200 Ma.**

IV.4.3 Datation Th/Pb des monazites

L'observation des carbonates de gangue a mis en évidence l'existence de monazite. Deux d'entre elles ont été choisies, en raison de leur taille plus importante, pour une datation in-situ par le couple Th/Pb. Les mesures ont été effectuées par Jean-Louis Paquette, au laboratoire Magmas et Volcans de l'Université de Clermont-Ferrand.

Les monazites ont montré de très faibles teneur en uranium ([Tableau IV.8](#)) mais leur teneurs en thorium, un peu supérieures, ont permis de mesurer deux âges apparents identiques avec une moyenne de 255 ± 15 Ma. Les résultats des mesures sont présentés dans le [tableau IV.8](#) et l'âge moyen calculé est présenté dans la [figure IV.27](#).

Tableau IV. 8. Rapports Th/Pb des monazites datées

Tz10/25B	Pb	Th (ppm)	U	Th/U	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	2σ
Mon 1	1,3	106	0,5	193	0,0127	(08)	254	16
Mon 3	0,4	22	3,3	7	0,0128	(24)	257	48

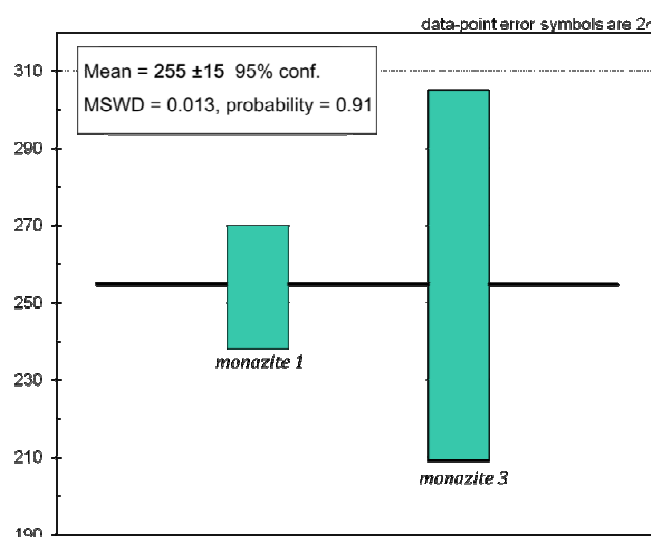


Figure IV. 28. Age moyen Th/Pb des monazites du stockwork de calcite P4 de la lame Tz10/25B

Les monazites réagissent aux fluides par dissolution-précipitation. L'âge Th-Pb de 255 ± 15 Ma devrait donc représenter la cristallisation de ces monazites hydrothermales. Elles sont de petite taille et localisées aux joints de grains et ont des teneurs en Th supérieures aux teneurs en U. Elles sont donc logiquement liées à l'activité hydrothermale. Il y a toutefois très peu de Pb radiogénique venant de la désintégration du Th, si bien que **cet âge de 255 ± 15 Ma est un âge maximal**, un peu de Pb commun pouvant être incorporé et augmenter artificiellement l'âge Th-Pb, vieillissant ainsi l'âge.

IV.5 Synthèse et conclusions

Les minéralisations Pb-Zn-Ag des trois filons principaux de Tighza se mettent en place au cours de quatre phases paragénétiques principales. On retrouve dans les filons, de Signal, de Sidi Ahmed et d'Ighrem Aousser, une première phase stérile (P1) à sidérite \pm quartz, suivie de deux phases minéralisées (P2 et P3) caractérisées par des gangues d'ankérite et, pour le filon Signal de calcite \pm sidérite \pm calcédoine. Enfin, Une dernière phase (P4) stérile à calcite, quartz et pyrite clos les remplissages des minéralisations Pb-Zn-Ag. Cette dernière étape peut également s'accompagner de barytine, en particulier au filon Signal. Les minéralisations en galène commencent à la phase P2 et se terminent à la phase P3. La sphalérite apparaît au cours de la phase P2, après les premières précipitations de galène et cesse au cours de la phase P3, avant la fin des précipitations de galène.

Les spectres en éléments des terres rares des carbonates de gangue des filons Pb-Zn-Ag montrent des teneurs particulièrement importantes. Les carbonates de Tighza ont des teneurs supérieures à celles des roches magmatiques (stocks granitiques et dykes) et des roches encaissantes. Les spectres ne semblent pas se distinguer en fonction de leurs filons d'origine. De plus les teneurs en des carbonates de gangue sont plus variées que ce que montraient [Castorina et Masi \(2008\)](#) dans leur étude. Ces hautes teneurs en REE sont dues à la présence de minéraux à REE : monazite, xénotime et synchisite.

Nous avons effectué trois tentatives de datations différentes.

- La méthode U/Pb sur carbonates n'a pas pu aboutir du fait de très faibles teneurs en uranium et d'une contamination importante en plomb, par l'intermédiaire de microcristaux de galène présents même dans les gangues tardives stériles.
- La méthode par Sm/Nd a été tentée du fait d'importantes teneurs en ces éléments dans les carbonates de gangue. Malheureusement les rapports Sm/Nd ne sont pas assez distingués entre les carbonates et entre les filons pour pouvoir calculer une isochrone précise. Cette méthode nous permet seulement de définir un intervalle d'âge de précipitation des carbonates compris entre 280 et 200 Ma, affiné par les observations de terrain et les données de datation des stocks granitiques (U/Pb zircons) et des minéralisations W-Au ([Cheilletz, 1984](#) ; [Watanabe, 2001](#) ; [Nerci, 2006](#)).
- La méthode Th/Pb sur monazite a pu être réalisée. La faible fréquence d'apparition des monazites, presque toutes déstabilisées en synchisite, ainsi que les très faibles teneurs en U et Th des minéraux a rendu la reproductibilité de la mesure délicate.

Seules deux monazites ont pu donner un âge maximal de 255 ± 15 Ma. Ainsi, les minéralisations Pb-Zn-Ag actuellement exploitées se développeraient au cours d'un événement hydrothermal daté à 255 ± 15 Ma. Cet âge est cohérent avec la datation Sm/Nd des carbonates de gangue (200 - 400 Ma). La minéralisation Pb-Zn-Ag est donc déconnectée de l'épisode à W-Au daté entre 295 et 280 Ma.

Chapitre V : Identification des sources des minéralisations

V.1 Introduction

La formation d'un gisement est déterminée par trois éléments : la source des métaux (ou réservoir), le transport de ces métaux et leur dépôt.

Pour la majorité des gîtes (volcanique, continental, sédimentaire), la source des métaux correspond à la (ou les) roche(s), dont la composition en ces métaux est importante, et qui vont être lessivées, transmettant ces métaux à un vecteur transport (un fluide en général). Dans le cas des gîtes liés au plutonisme, les fluides porteurs en métaux peuvent se former au cours de la cristallisation du magma (éléments incompatibles).

La source des métaux peut être plus ou moins difficile à déterminer en fonction du type de gisement que l'on étudie. Dans le cas des minéralisations Pb-Zn-Ag de Tighza, il est possible de tracer cette source grâce à la géochimie isotopique du plomb. L'élément plomb disposant de plusieurs isotopes radiogéniques, nous pouvons mesurer les compositions isotopiques en plomb des galènes qui nous renseigneront sur la nature de la ou des sources. Si une seule source est établie, il est également possible d'obtenir des informations sur l'âge qu'avait la source à l'époque à laquelle le plomb a été lessivé.

Le fluide qui transporte les métaux peut avoir une origine différente de la source des métaux. Les méthodes géochimiques et en particulier isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, Sm/Nd, Pb/Pb, Rb/Sr, He/Ar ...) peuvent être des outils essentiels dans la détermination de la source du fluide.

A Tighza, le transport des métaux est effectué par des fluides hydrothermaux. Les isotopes de l'oxygène et du carbone ont été utilisés afin d'identifier la ou les sources d'origine superficielle, océanique, magmatique ou mantellique, des fluides qui transportent les métaux. Afin de comparer l'origine des fluides hydrothermaux des deux types de minéralisations à Tighza, W-Au et Pb-Zn-Ag, nous avons effectué une étude comparative des teneurs en gaz rares (He, Ar) de leurs sulfures. Cette analyse a pour but de déterminer le lien ou l'absence de lien entre les fluides porteurs des deux types de minéralisation. Cette information nous permet de déterminer si un même processus est à l'origine de ces deux minéralisations ou si elles sont le résultat de deux événements distincts.

V.2 Identification des sources de fluides

V.2.1 Gaz Rares (He, Ar) dans les sulfures des systèmes W-Au et Pb-Zn-Ag

L'étude de la distribution des gaz rares dans les inclusions fluides apporte des indications directes sur la source des fluides minéralisateurs (Andrews, 1985 ; Stuart et al., 1995 ; Burnard et al., 1999 ; Harrison et al., 1999 ; Burnard et Polya, 2003). Il est ainsi possible de comparer la source des fluides minéralisateurs dans les deux types de minéralisations de Tighza (W-Au et Pb-Zn-Ag).

L'hélium est un élément très léger. Lors de la différenciation des enveloppes terrestres, il dégaze des couches externes de la Terre, et en particulier de l'atmosphère. Le manteau est le réservoir principal de cet élément, et particulièrement de son isotope léger ^3He . Du fait de sa rareté en surface (croûte moyenne à supérieure, atmosphère), le moindre apport mantellique fait varier de façon très importante le rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ des fluides de surface.

L'argon, à l'inverse, est principalement présent dans l'atmosphère et son isotope léger ^{36}Ar est quasiment absent des zones internes de la Terre (croûte inférieure, manteau). Le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ d'un fluide profond (magmatique, mantellique) est donc très sensible à toute contamination d'origine superficielle (fluides météoriques, de formation de la croûte supérieure, marins ...).

Les distributions de l'hélium et de l'argon dans les différentes enveloppes terrestres se complètent, si bien qu'il est possible de contraindre les apports crustaux ou profonds dans le cas d'un mélange de fluides par exemple. L'étude couplée d'He et Ar dans les fluides hydrothermaux permet ainsi de couvrir un large champ de sources possibles pour ces fluides (mantellique ou crustal profond à météorique ou marin de surface).

V.2.1.1 Echantillonnage et méthodologie

Les échantillons provenant de l'auréole de métamorphisme hydrothermal devraient nous renseigner sur l'origine des fluides responsables de la mise en place de cette auréole et de la minéralisations W-Au qui lui est associée (Agard et al., 1958 ; Cheilletz, 1984).

Les échantillons prélevés hors de la zone de métamorphisme hydrothermal devraient nous renseigner sur la source des fluides hydrothermaux qui ont circulé hors de la zone de l'auréole hydrothermale.

Si la minéralisation Pb-Zn-Ag est une phase tardive de l'évènement responsable de la minéralisation W-Au, alors nous devrions trouver une origine commune aux fluides minéralisateurs en W-Au et en Pb-Zn-Ag.

Si les minéralisations Pb-Zn-Ag ont été produites au cours d'un évènement différent, alors les fluides ayant circulé hors de l'auréole de métamorphisme hydrothermal peuvent avoir une source différente.

Il est donc important de mesurer les teneurs en gaz rares d'échantillons situés à la fois dans l'auréole de métamorphisme hydrothermal et hors de celle-ci afin de déterminer si les circulations hydrothermales de Tighza sont issues d'un ou de plusieurs systèmes hydrothermaux.

Trois échantillons de sulfures par type de minéralisation ont été sélectionnés. Nous avons choisi des arsénopyrites des filons W1N et Signal pour le système W-Au.

L'échantillon du filon Signal provient d'un stockwork de quartz apparenté au système W-Au. Pour le système à Pb-Zn-Ag, nous avons échantillonné deux pyrites et une sphalérite du filon de Sidi Ahmed. Ces échantillons ont été choisis en raison de leur localisation hors de la zone à stocks granitiques et hors de la zone métamorphisée du district.

Les mesures ont été effectuées sous la direction de Pete Burnard, au CRPG-CNRS à Nancy. Le principe de la méthode consiste à chauffer les minéraux afin de faire diffuser le gaz contenu dans ses inclusions fluides. A cette fin, les échantillons ont été broyés puis disposés dans des tubes broyeurs sous vide. Les tubes sont par la suite chauffés entre 700 et 900°C par effet Joule et les gaz extraits sont analysés au spectromètre de masse VG5400 (CRPG-CNRS, Nancy).

V.2.1.2 Teneurs en gaz rares (He, Ar) des sulfures des minéralisations W-Au et Pb-Zn-Ag

Les résultats des analyses des gaz rares (He, Ar) dans les sulfures des minéralisations à W-Au et Pb-Zn-Ag sont présentés dans la [Figure V.1](#) et le [Tableau V.1](#).

Sur la figure IV.1, on peut tout d'abord observer une discrimination claire par l'He des échantillons du système W-Au, dont les rapports $^3\text{He}/^4\text{He}$ sont compris entre 1,8 et 1, par rapport à ceux du système Pb-Zn-Ag dont les valeurs sont comprises entre 0,1 et 0,01 ([Tableau IV.1](#) ; [Figure V.1](#)).

Les valeurs de références sont de $(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{croûte}} < 0,1$ et $(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{manteau}} \approx 6 - 9$ (Figure V.1 ; Steiger et Jäger, 1977 ; Burnard et al., 1999 ; Kirstein et Timmerman, 2000 ; Porcelli et Halliday, 2001). Les rapports $^3\text{He}/^4\text{He}$ des pyrites du système Pb-Zn-Ag ont des valeurs comprises entre 0,05 et 0,2.

Les teneurs rapports $^3\text{He}/^4\text{He}$ des échantillons de la minéralisation Pb-Zn-Ag semblent donc indiquer une source crustale ou sédimentaire.

Les échantillons des pyrites du système W-Au ont des rapports $^3\text{He}/^4\text{He}$ tout juste supérieurs à 1 (Figure V.1) ce qui signifie qu'une source profonde de type mantellique est impliquée dans un mélange (Stuart et al., 1995).

Les fluides à l'origine de la précipitation des pyrites du système W-Au semblent donc issus d'un mélange entre des fluides d'origine mantellique et des fluides crustaux ou météoritiques.

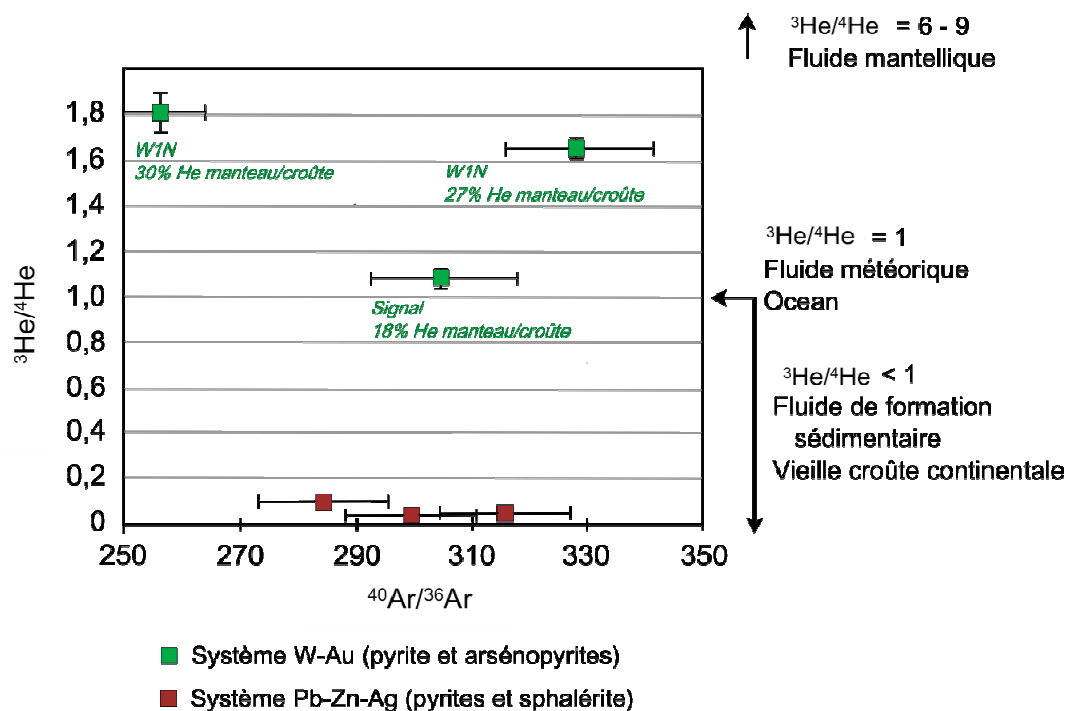


Figure V. 1. Diagramme $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ en fonction de $^3\text{He}/^4\text{He}$ des sulfures des filons W1N, Signal et Sidi Ahmed de Tighza. La proportion d'He mantellique (erreur 2%) est donnée pour les échantillons des minéralisations W-Au, en supposant un mélange avec des fluides crustaux.

Tableau V. 1. Analyses de gaz rare effectuées sur les sulfures des minéralisations W-Au et Pb-Zn-Ag de Tighza. Py : pyrite, sph : sphalérite, As-py : arsénopyrite, SA : Sidi Ahmed, W1N : Filon Nord W1N, FS : Filon Signal. Les valeurs du rapport isotopique $^3\text{He}/^4\text{He}$ sont normalisées aux valeurs de l'air (R/R_a).

W - Au						
Echantillon	Tz11/23		Tz10/07		Tz10/01	
Minéral	As-pyrite		As-pyrite		pyrite	
Filon	W1N		FS		W1N	
He (mol/g)	7,41	± 0,107 E-12	8,17	± 0,117 E-12	4,61	± 0,069E-12
$^3\text{He}/^4\text{He}$	1,814	± 0,097	1,083	± 0,069	1,658	± 0,053
(R/Ra)						
^{40}Ar (mol/g)	7,33	± 0,286 E-12	4,08	± 0,166 E-12	8,77	± 0,215E-12
$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	256	± 10	304	± 12	328	± 13
$^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	0,189	± 0,013	0,181	± 0,012	0,168	± 0,012

Pb - Zn - Ag						
Echantillon	Tz10/35		Tz11/53		Tz11/54	
Minéral	pyrite		pyrite		sphalérite	
Filon	SA		SA		SA	
He (mol/g)	1,63	± 0,024E-11	1,42	± 0,021E-12	7,81	± 0,112E-12
$^3\text{He}/^4\text{He}$	0,054	± 0,005	0,018	± 0,012	0,103	± 0,011
(R/Ra)						
^{40}Ar (mol/g)	2,02	± 0,040E-11	2,67	± 0,125E-12	1,96	± 0,075E-11
$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	315	± 12	299	± 12	284	± 11
$^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	0,180	± 0,012	0,187	± 0,013	0,185	± 0,013

Il est possible de quantifier la part d'hélium mantellique et la part d'hélium crustal d'un mélange à partir de la relation suivante (Burnard et al., 1999):

$$^4\text{He}_{\text{TOT}} = ^4\text{He}_{\text{CROUTE}} + ^4\text{He}_{\text{MANTEAU}}$$

La proportion d'hélium mantellique a été calculée pour les trois échantillons des minéralisations W-Au. Les proportions d'hélium mantellique de ces échantillons indiquent un apport de 18 à 30% d'He mantellique (calcul effectué pour une valeur de $^3\text{He}/^4\text{He}_{\text{manteau}} = 6$; Figure V.1 ; Burnard et al., 1999).

L'isotope ^{36}Ar est généralement utilisé pour distinguer les pôles lors d'un mélange. Les rapports $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ des échantillons des deux systèmes varient très peu ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 299$ à 328 ; Figure V.1). Ils sont tous très proches des valeurs isotopiques de surface ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_{\text{air}} = 295,5$ en équilibre avec $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ eaux météoriques ; Steiger et Jäger, 1977) et ne semblent pas témoigner d'un mélange avec de l'argon crustal ou mantellique ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_{\text{croûte}} > 45\,000$ et $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_{\text{manteau}} \approx 40\,000$; Burnard et al., 1999, Burnard et Polya, 2003).

Les rapports $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ des deux minéralisations, W-Au et Pb-Zn-Ag indiquent une origine superficielle des fluides, de type météorique.

V.2.3.3 Interprétations et conclusions de l'étude des gaz rares (He, Ar)

Les minéralisations W-Au ont été portées par des fluides hydrothermaux issus d'un mélange entre une source mantellique et une source météorique.

- les rapports $^3\text{He}/^4\text{He}$ des arsénopyrites et de la pyrite (= 1 à 1,9) indiquent un mélange entre des fluides d'origine mantellique et des fluides crustaux ou météoriques
- les rapports $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ (= 250 à 330) indiquent une origine superficielle des fluides, de type météorique.

Les minéralisations Pb-Zn-Ag ont été transportées par des fluides d'origine crustale à météorique.

- les rapports $^3\text{He}/^4\text{He}$ des pyrites et de la sphalérite (= 0,01 à 0,1) indiquent une source crustale ;
- les rapports $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ (= 280 à 320) indiquent une origine météorique.

L'absence de composante mantellique des fluides minéralisateurs en Pb-Zn-Ag, mis en évidence par le rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$, indique que les fluides minéralisateurs en Pb-Zn-Ag sont différents des fluides minéralisateurs en W-Au. **Il n'est donc pas possible d'établir de lien direct entre ces deux types de minéralisations.**

V.2.2 $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates de gangue des filons Pb-Zn-Ag

Les analyses d'isotopes stables de l'oxygène et du carbone ont été réalisées au département de géosciences de l'Université Rennes 1, sous la supervision de Philippe Boulvais. Les mesures ont été réalisées sur un spectromètre de masse VG SIRA-10. La précision analytique est estimée à $\pm 0,1$ pour le $\delta^{13}\text{C}$ et $\pm 0,15$ ‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates.

La géochimie des isotopes stables est un outil qui permet d'étudier les éléments légers (H, C, N, O, et S) qui sont souvent des composés majeurs des fluides géologiques. La composition isotopique de ces fluides est influencée par les interactions fluide-roche. Les isotopes stables sont utilisés pour tracer les sources des fluides, comme paléothermomètres (s'il existe un équilibre isotopique entre les phases minérales) et pour étudier des mécanismes de réaction des processus géologiques ([Rollinson, 1993](#)). Le fractionnement isotopique est la conséquence du fait que les propriétés thermodynamiques des molécules dépendent de la masse des atomes qui les composent. Les molécules constituées de différents isotopes d'un même élément ont des énergies

différentes. La fréquence vibrationnelle d'une molécule est inversement proportionnelle à sa masse. Une molécule donnée qui contient l'isotope le plus léger d'un élément aura une plus grande fréquence vibratoire. La conséquence est que les liaisons formées avec l'isotope le plus léger sont plus fragiles. Cette propriété rend la molécule de l'isotope léger plus réactive qu'une molécule similaire contenant l'isotope lourd du même élément. Le fractionnement isotopique survient généralement au cours des processus physico-chimiques suivants tels que l'évaporation, la condensation, la fusion, la cristallisation, l'absorption et la désorption (Faure, 1977).

Les isotopes stables sont présentés sous la forme du rapport de l'isotope lourd sur l'isotope léger (ex. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$). Les rapports isotopiques sont mesurés par rapport à au standard SMOW (Standard Mean Ocean Water) et exprimés par une valeur δ en pour mille (‰). Pour les isotopes de l'oxygène par exemple, δ est défini par la relation suivante :

$$\delta^{18}\text{O} = 1000 \times [(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{échantillon}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}] / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}$$

V.2.2.1 Echantillonnage et méthodologie

Les principaux carbonates de gangue de la minéralisation Pb-Zn-Ag (sidérite, ankérite, calcite) ont été échantillonnés dans les trois filons en exploitation : Signal, Sidi Ahmed et Ighrem Aousser (Tableau V.2 ; Figure V.2) :

- 3 échantillons ont été prélevés pour le filon Signal. Il s'agit d'une sidérite précoce (P1), d'une ankérite (P2) et d'une calcite tardive (P4).
- 7 échantillons ont été choisis pour le filon d'Ighrem Aousser. Il s'agit de la sidérite (P1 et P3) de l'ankérite (P2) et de la calcite (P4).
- 8 échantillons proviennent du filon de Sidi Ahmed. Ces échantillons sont composés de sidérite (P1 et P3), d'ankérite (P2) et de calcite (P4).

Les échantillons ont été broyés finement, en particulier les ankérites et les sidérites pour lesquels l'attaque acide est moins rapide que pour la calcite. Les échantillons ont ensuite été attaqués à l'acide H_3PO_4 sous vide, au bain-marie à 50°C pendant 24h afin d'obtenir la réaction suivante :



Au cours de la réaction, 100% du carbone est transformé en CO_2 mais l'oxygène est converti en CO_2 et en H_2O . La température de la réaction doit être contrôlée afin de

pouvoir calculer le rapport isotopique $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite en prenant en compte le fractionnement isotopique déterminé expérimentalement entre l' H_2O et le CO_2 . Le CO_2 produit par la réaction a ensuite été analysé au spectromètre de masse.

V.2.2.2 Composition isotopique en O et C des carbonates de gangue

Les résultats des analyses isotopiques des carbonates de gangue sont présentés dans le [Tableau V.2](#) et dans la [Figure V.3](#). La [Figure V.2](#) qui accompagne le tableau de résultats rappelle les phases paragénétiques des minéralisations Pb-Zn-Ag des filons Signal et Sud (Sidi Ahmed et Ighrem Aousser) décrites au Chapitre III.

Tableau V. 2. Résultats des analyses des isotopes du carbone et de l'oxygène pour les différentes phases minérales des carbonates de gangue des minéralisations Pb-Zn-Ag.

	Paragenèse	Echantillon	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$
Sidi Ahmed	P1	sidérite	Tz10/23	21,3
		sidérite	Tz10/22	21,1
	P2	ankérite	Tz10/18	21,9
		ankérite	Tz10/23	24,0
		ankérite	Tz10/17	19,2
		ankérite	Tz10/36	20,2
		ankerite	Tz11/49	21,6
	P3	sidérite	Tz10/18	21,5
	P4	calcite	Tz11/53	20,3
		calcite	Tz11/49	22,0
		calcite	Tz10/25	11,9
Ighrem Aousser	P1	sidérite	Tz10/29	19,1
	P2	ankérite	Tz10/30	23,0
		ankérite	Tz10/33	20,9
	P3	sidérite	Tz10/33	21,4
	P4	calcite	Tz10/29	20,0
		calcite	Tz10/31	20,1
		calcite	Tz10/32	20,3
		calcite	Tz10/34	19,5
		calcite	Tz11/58	21,0
Signal	P1	sidérite	Tz12/01	20,4
	P2	ankérite	Tz12/02	24,2
	P4	calcite	Tz10/09	19,0
		calcite	Tz12/01	16,1

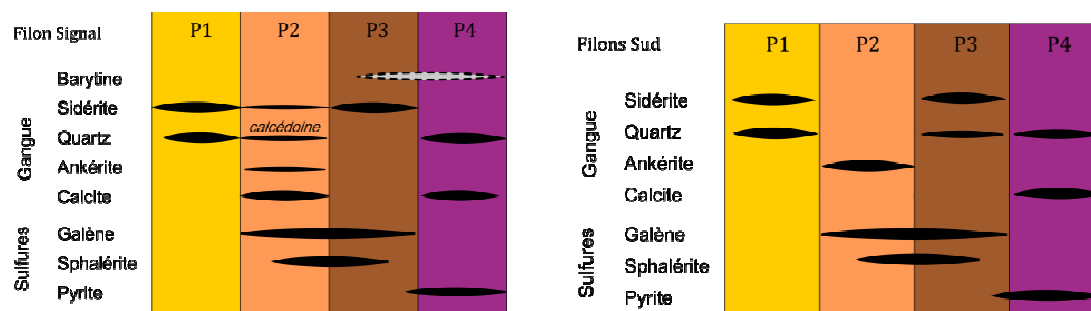


Figure V. 2. Tableau des paragenèses des principales phases minérales des filons Pb-Zn-Ag. Les Filons Sud comprennent les filons d'Ighrem Aousser et de Sidi Ahmed

Dans un premier temps, on observe une discrimination nette selon la paragenèse et la nature du carbonate, et peu marquée selon son filon d'origine (Figure V.3). Lorsque l'on définit des domaines isotopiques par filon (Figure V.3), on remarque que l'intersection des domaines des trois filons contient tous les échantillons de sidérite, aussi bien de la paragenèse stérile précoce P1 que de la paragenèse minéralisée P3. Les sidérites portent des valeurs isotopiques en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ très similaires de façon complètement indépendante (1) du filon dans lequel elles ont cristallisé et (2) des paragenèses P1 et P3. La composition du fluide en équilibre avec les sidérites n'a pas changé entre la phase précoce P1 et la phase de minéralisation P3.

Dans un second temps, on constate que les sidérites et ankérites ont des valeurs relativement groupées tandis que les calcites présentent une forte dispersion. La répartition des points n'est également pas semblable entre les ankérites et les sidérites ; les ankérites se dispersent selon une ligne tandis que les sidérites se regroupent dans un nuage de points. Les calcites semblent se distribuer selon une courbe hyperbolique.

Les ankérites et sidérites des paragenèses P1, P2 et P3 présentent des signatures isotopiques centrées entre 19 et 24 ‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et -3 et -6 ‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$ à l'exception d'un point dont le $\delta^{13}\text{C}$ est très faible (Tz11/49 avec un $\delta^{13}\text{C}$ de -11 ‰, Figure V.3 ,Tableau V.2).

Les ankérites présentent une dispersion plus importante en $\delta^{18}\text{O}$ que les sidérites. En effet, le $\delta^{18}\text{O}$ des ankérites de la paragenèse P2 s'étend de 19 à 24 ‰, soit une variation de 5 ‰, alors qu'il ne varie qu'entre 19 et 21,5 ‰ pour les sidérites des paragenèses P1 et P3, soit de 2,5 ‰.

Les compositions isotopiques $\delta^{13}\text{C}$ sont également moins variables pour les sidérites que pour les ankérites avec 1,7 ‰ de variation pour le $\delta^{13}\text{C}$ des ankérites et seulement 0,4‰ de variation du $\delta^{13}\text{C}$ des sidérites. La valeurs moyenne de $\delta^{13}\text{C}$ des ankérites est

légèrement plus importantes que celle les sidérites ($\delta^{13}\text{C}_{\text{moy}}(\text{ankérites}) = -4,2 \text{ ‰}$; $\delta^{13}\text{C}_{\text{moy}}(\text{sidérites}) = -4,7 \text{ ‰}$).

La paragenèse tardive P4 composée par de la calcite présente une très forte dispersion de ses valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ (12 à 22 ‰, [Figure V.3, Tableau V.2](#)) ainsi qu'en $\delta^{13}\text{C}$ (-2,5 à -9 ‰, [Figure V.3, Tableau V.2](#)). Les calcites ont des signatures isotopiques qui varient de 10 ‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et de 6,5 ‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$.

Mis à part la calcite de l'échantillon Tz10/09 dont le $\delta^{13}\text{C}$ est de 2,5 ‰, on peut observer que les valeurs en $\delta^{13}\text{C}$ des calcites sont plus faibles que celles des ankérites et sidérites et présentent des variations très importantes, avec un écart de 8,5 ‰.

Globalement, les carbonates de gangue des minéralisations de Tighza ont des compositions isotopiques en $\delta^{18}\text{O}$ de carbonates marins, avec des $\delta^{13}\text{C}$ appauvris par rapport à des carbonates marins ([figure IV.4](#)).

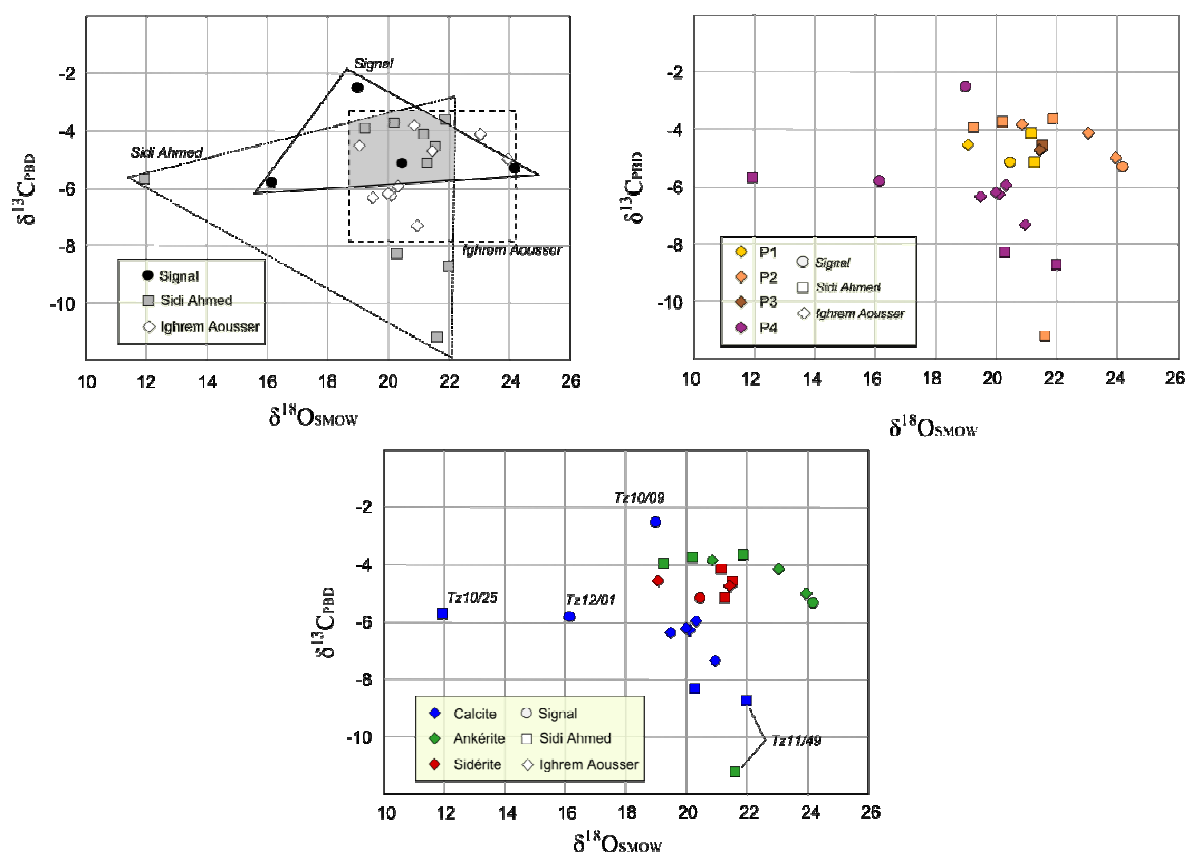


Figure V. 3. Résultat des analyses des isotopes stables des carbonates de Tighza. Le rapport $\delta^{18}\text{O}$ est normalisé au Standard Mean Ocean Water et le $\delta^{13}\text{C}$ au Cretaceous Pee Dee Formation de Caroline du Sud (SMOW, PDB ; [Craig, 1957](#)). Les résultats sont présentés en fonction des filons, de la paragenèse et de la nature des carbonates de gangue.

V.2.2.3 Composition isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des fluides à l'équilibre

Le fractionnement isotopique entre deux phases, comme un minéral et un fluide par exemple, est exprimé par le coefficient de fractionnement α tel que :

$$\alpha_{\text{minéral-fluide}} = \text{Rapport isotopique du minéral} / \text{Rapport isotopique du fluide}$$

Ces relations permettent de calculer le rapport isotopique du fluide en équilibre avec le minéral au moment de sa cristallisation. En outre, la température de cristallisation des carbonates est indispensable pour pouvoir effectuer ce calcul, en particulier pour le $\delta^{18}\text{O}$. Nous avons donc utilisé les données de microthermométrie réalisées sur les carbonates de gangue des minéralisations Pb-Zn-Ag de Tighza par [Nerci \(2006\)](#). Le coefficient de fractionnement isotopique du $\delta^{18}\text{O}$ à l'équilibre avec un fluide (eau) a été calculé en fonction de la température et du carbonate d'après [Zheng \(1999\)](#) :

$$1000 \ln \alpha_{\text{minéral-fluide}} = A (10^6 / T^2) + B (10^3 / T) + C$$

avec T la température exprimée en degré Kelvin ; A, B et C étant des constantes déterminées expérimentalement par type de carbonate ([Zheng, 1999](#)) tels que :

^{18}O	A	B	C
Calcite	4,01	-4,66	1,71
Sidérite	4,23	-4,58	1,73
Ankérite	4,12	-4,62	1,71

Une relation indique le coefficient de fractionnement isotopique entre deux phases (d'après [Rollinson, 1993](#)) :

$$\Delta_{\text{minéral-fluide}} = \delta_{\text{minéral}} - \delta_{\text{fluide}} \approx 1000 \ln \alpha_{\text{minéral-fluide}}$$

Pour le fractionnement isotopique du $\delta^{13}\text{C}$, nous avons utilisé la relation d'[Ohmoto et Rye \(1979\)](#) :

$$1000 \ln \alpha_{\text{minéral-CO}_2} = A (10^9 / T^3) + B (10^6 / T^2) + C (10^3 / T) + D$$

avec

^{13}C	A	B	C	D
Calcite	-0.891	8.557	-18.11	8.27

Les mêmes coefficients de fractionnement ont été utilisés pour les ankérites et les sidérites en l'absence de données de fractionnement ankérite- CO_2 et sidérite- CO_2 . Les rapports isotopiques des fluides en équilibre avec les carbonates de gangue de Tighza

ont été calculés pour une température de 230°C d'après les données d'inclusions fluides réalisées à Sidi Ahmed (Nerci, 2006, Tableau V.3).

Les données ont été reportées sur la Figure V.4 où elles sont comparées aux signatures isotopiques de différents réservoirs.

Tableau V. 3. Composition isotopique des fluides à l'équilibre calculée d'après Zheng (1999) pour le $\delta^{18}\text{O}$, et d'après Ohmoto et Rye (1979) pour le $\delta^{13}\text{C}$ des calcites. Plusieurs températures sont proposées, les données de microthermométrie de Nerci (2006) indiquent cependant une température de 230°C pour le filon de Sidi Ahmed. Les autres filons ne disposent pas de données. Le fractionnement du $\delta^{13}\text{C}$ est calculé avec les coefficients de fractionnements de la calcite d'Ohmoto et Rye (1979).

Ech.	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{fluide}}$
230°C		
P1		
Tz10/22	11,8	-3,2
Tz10/23	11,9	-4,2
Tz10/29	9,7	-3,6
Tz12/01	11,1	-4,2
P2		
Tz10/17	10,4	-3,0
Tz10/18	13,0	-2,7
Tz10/36	11,4	-2,8
Tz10/23	15,1	-4,0
Tz10/30	14,2	-3,2
Tz10/33	12,0	-2,9
Tz12/02	15,3	-4,4
P3		
Tz10/18	12,1	-3,6
Tz10/33	12,1	-3,8
P4		
Tz10/25	3,6	-4,8
Tz11/49	13,7	-7,8
Tz11/53	12,0	-7,3
Tz10/29	12,0	-5,3
Tz10/32	12,0	-5,0
Tz10/34	11,2	-5,4
Tz11/58	12,7	-6,4
Tz10/09	10,7	-1,6
Tz12/01	7,81	-4,9
Tz11/49	13,3	-10,2
Tz10/31	11,8	-5,3

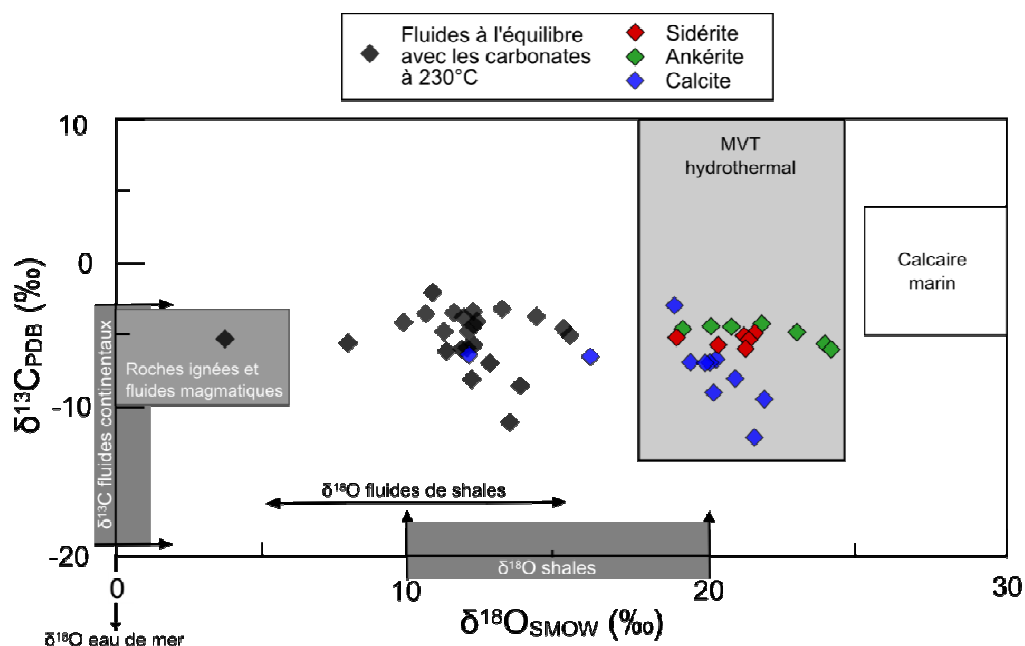


Figure V. 4. Compositions des fluides à l'équilibre avec les carbonates de gangue de Tighza calculées d'après [Zheng \(1999\)](#) pour le $\delta^{18}\text{O}$ et d'après [Ohmoto et Rye \(1979\)](#) pour le $\delta^{13}\text{C}$ pour une température de 230°C d'après les données de microthermométrie de [Nerci \(2006\)](#). Les compositions isotopiques des différents domaines ont été reportées d'après [Field et Ficarek \(1985\)](#), [Rollinson \(1993\)](#), [Campbell et Larson \(1998\)](#), [Kharaka et Hanor \(2003\)](#), [Tartèse et al, \(2012\)](#) et [Jones et al, \(2013\)](#).

La composition isotopique en oxygène des fluides à l'équilibre avec les carbonates de gangue de Tighza a été calculée pour la température de 230°C estimée par microthermométrie par [Nerci \(2006\)](#). Les fluides en équilibre avec les carbonates de gangue des minéralisations Pb-Zn-Ag de Tighza ont des compositions isotopiques principalement marquées par la croûte continentale (matière organique, fluides dérivés de carbonates ...).

La signature en $\delta^{18}\text{O}$ de ces fluides est comprise entre 10 et 17 ‰, mis à part pour deux échantillons (Tz10/25 et Tz12/01). Ces valeurs sont proches des compositions isotopiques de schistes (10 à 20 ‰). Lorsque l'on compare les compositions isotopiques des fluides en équilibre avec les carbonates de Tighza, avec les fluides en équilibre isotopique avec des schistes (pour 230°C , $\Delta^{18}\text{O}_{\text{illite-H}_2\text{O}} = 4 \text{ ‰}$ et $\Delta^{18}\text{O}_{\text{muscovite-H}_2\text{O}} = 3,3 \text{ ‰}$, d'après [Zheng, 1999](#) ; [Figure V.4](#)), on obtient une gamme de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ en équilibre avec les shales.

Le $\delta^{18}\text{O}$ des fluides à l'origine des précipitations de carbonates est à l'équilibre avec des schistes, en l'occurrence avec les schistes encaissants du Silurien et de l'Ordovicien de Tighza.

Les $\delta^{18}\text{O}$ plus faibles des échantillons Tz10/25 et Tz12/01 respectivement de 3,6 et 7,8 ‰ sont plutôt intermédiaires entre des schistes et des eaux météoriques ou marine (dont le $\delta^{18}\text{O}$ est proche de 0 ‰, [Figure V.4](#)).

Les compositions isotopiques en carbone des fluides en équilibre se distribuent entre les domaines des fluides d'origine continentale et magmatique ([Figure V.4](#)). Ces fluides ont un $\delta^{13}\text{C}$ compris entre -1,5 et -10 ‰. Ces compositions entrent dans la gamme de $\delta^{13}\text{C}$ des fluides continentaux (-3 à -19 ‰ pour des fluides dérivés de CO_2 de matière organique, atmosphérique ou de carbonates ; [Tartèse et al., 2012](#)).

Les fluides dérivés du manteau ont des compositions en $\delta^{13}\text{C}$ comprises entre -4 et -7 ‰ ([Kharaka et Hanor, 2003](#)), qui sont proches des valeurs que l'on observe à Tighza. Cependant l'étude des gaz rares ne révélant aucune provenance mantellique dans les fluides des inclusions des sulfures, une origine mantellique des fluides minéralisateurs ne peut être directement établie.

Les fluides de bassins sédimentaires ou de carbonates marins ont des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ comprises entre -4 et 4 ‰ ([Kharaka et Hanor, 2003](#)). Les fluides en équilibre avec les carbonates de gangue de Tighza pourraient donc également provenir d'une source sédimentaire ou marine et avoir été tamponnés par les schistes encaissants de Tighza. Dans cette hypothèse, les signatures en $\delta^{13}\text{C}$ des fluides seraient donc initialement plus élevées puis auraient été modifiées par rééquilibrage avec les schistes encaissants beaucoup plus négatifs.

Ces résultats confirment l'étude de [Castorina et Masi \(2000, 2008\)](#) qui montraient, à partir d'une étude des isotopes du Sr et du Nd sur les sidérites de Tighza, que les fluides hydrothermaux minéralisateurs provenaient principalement des schistes encaissants les minéralisations ou de fluides tamponnés par les schistes encaissants.

V.2.2.4 Interprétations et conclusions de l'étude des isotopes stables ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$)

Les analyses des isotopes de l'oxygène et du carbone sur les carbonates de gangue des minéralisations Pb-Zn-Ag de Tighza ont permis d'observer :

- 1- La signature isotopique des carbonates varie en fonction de la nature du carbonate et non en fonction du filon dans lequel il précipite. Ainsi le filon Signal localisé au cœur de l'auréole de métamorphisme hydrothermal a vu précipiter des carbonates de même composition isotopique que les filons situés en bordure du district, hors de l'auréole de métamorphisme hydrothermal. **Il n'est donc pas possible d'établir de lien entre l'auréole de métamorphisme hydrothermal et les minéralisations Pb-Zn-Ag.**

- 2- Les compositions isotopiques des sidérites ne semblent pas varier selon la paragenèse. **Les fluides minéralisateurs n'ont donc pas changé de composition entre la phase précoce P1 et la phase P3 porteuse du plus gros volume de minéralisation.**
- 3- Les fluides en équilibre avec les carbonates de gangue, c'est à dire les fluides hydrothermaux qui transportent le plomb et le zinc, ont des compositions isotopiques fortement tamponnées par les schistes. **Les fluides minéralisateurs en Pb-Zn-Ag peuvent donc venir des schistes encaissants ou avoir été tamponnés par ces derniers.**

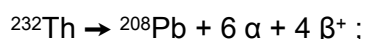
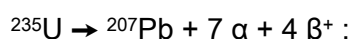
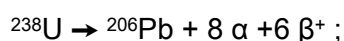
Ces résultats sont cohérents avec l'étude de [Beaudoin et Sangster \(1992\)](#).

V.3 Identification de la source du plomb de la minéralisation Pb-Zn-Ag : isotopes du Pb des sulfures

V.3.1 Introduction

La composition isotopique des sulfures apporte des informations sur la source des métaux et en particulier du plomb. L'analyse des isotopes du plomb peut également, dans une certaine mesure, donner des indications géochronologiques sur la date de séparation du plomb et de l'uranium, c'est-à-dire l'âge de la source du plomb ([Deloule et al., 1989, 2002](#)).

Le plomb possède de nombreux isotopes parmi lesquels trois sont stables dans la nature (^{206}Pb , ^{207}Pb et ^{208}Pb). Ces isotopes proviennent de la désintégration d'isotopes de l'uranium et du thorium tel que ([Tableau V.4](#) ; [Faure, 1977](#)) :



L'isotope ^{204}Pb n'est pas radiogénique. Il présente une faible radioactivité et se désintègre en ^{200}Hg par émission de particules alpha. En raison de sa demi-vie très importante ($1,4 \cdot 10^{17}$ ans ; [Holden et Walker, 1972](#)), le ^{204}Pb est un isotope stable primitif, issu d'un radioélément non connu. Il sert de référence, les compositions isotopiques du plomb sont toujours représentées sous la forme de rapports sur l'isotope ^{204}Pb ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$). On appelle « plomb commun » le plomb contenu dans des minéraux au moment de leur cristallisation, dont les rapports U/Pb et Th/Pb sont si faibles que leurs compositions isotopiques ne varient pas avec le temps ([Faure, 1977](#)).

La composition isotopique en plomb d'un gisement dépend de deux paramètres :

Elle dépend de la composition isotopique de la source d'où provient le plomb. En effet, les rapports isotopiques du plomb ne sont pas affectés de façon significative par les processus physico-chimiques en cours de transport ([Ault et al., 1970](#));

Elle dépend de l'âge de la source du plomb, c'est à dire du temps pendant lequel la composition isotopique de la source a évolué, entre sa formation et le lessivage de son plomb ([Sangster et al., 2000](#)).

Tableau V. 4. Caractéristiques principales des isotopes de l'uranium, du thorium et du plomb d'après Faure (1977)

père	abondance (%)	constante de désintégration (ans ⁻¹)	fils	abondance (%)
²³⁸ U	99,2743	$\lambda = 1,55125.10^{-10}$	²⁰⁶ Pb	24,1
²³⁵ U	0,72	$\lambda = 9,8485.10^{-10}$	²⁰⁷ Pb	22,1
²³² Th	100	$\lambda = 4,975.10^{-11}$	²⁰⁸ Pb	52,4
			²⁰⁴ Pb	1,4

V.3.2 Echantillonnage et méthodologie

Six échantillons provenant des filons principaux de Tighza (Ighrem Aousser, Sidi Ahmed et Signal ; [Tableau V.4](#)) ont été sélectionnés pour l'analyse. Des mesures ont été effectuées sur des galènes et des sphalérites de ces échantillons. Des calcites ont également fait l'objet de mesures mais les résultats sont non reproductibles et ne seront pas présentés ici.

Les analyses ont été effectuées, sous la supervision d'Etienne Deloule (CRPG-Nancy), sur des zones homogènes observées au préalable en microscopie à lumière réfléchie ainsi qu'au microscope électronique à balayage ([Figure V.5](#)). Les isotopes du plomb ont ensuite été mesurés sur les sondes Cameca IMS 3F et Cameca IMS 1270 au CRPG-CNRS de Nancy.

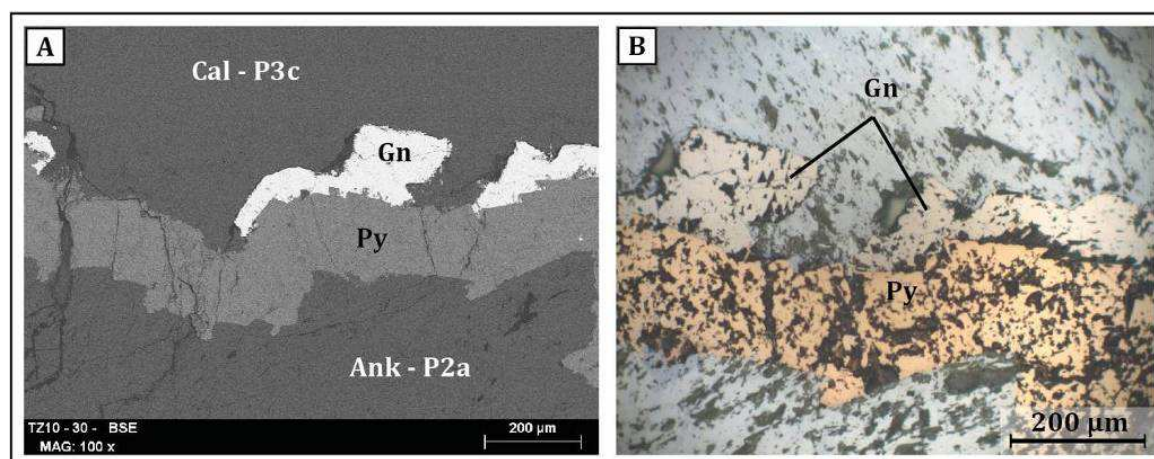


Figure V. 5. Photo de galène et sphalérite au microscope optique en lumière réfléchie. B. Image MEB BSE de galènes bordant une bande de pyrite.

V.3.3 Compositions isotopiques du plomb

Les mesures isotopiques effectuées sur les galènes et sphalérites des filons Pb-Zn-Ag de Tighza sont présentées dans la [figure IV.6](#).

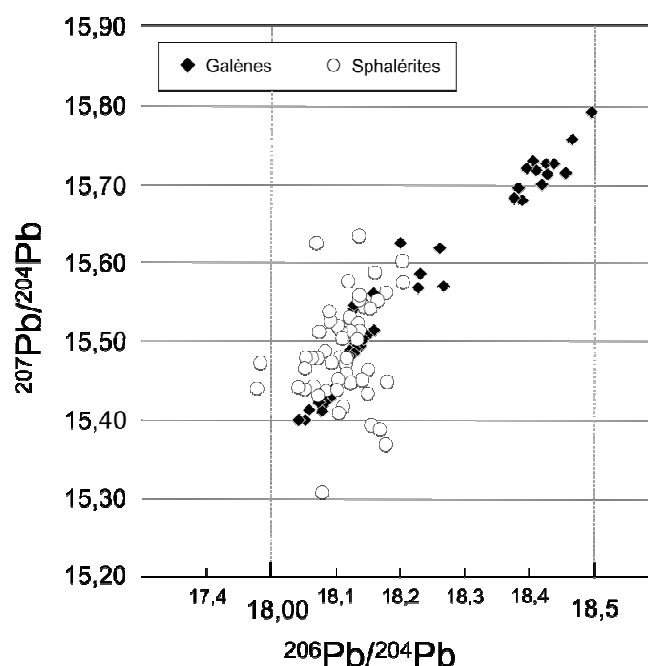


Figure V. 6. Rapports isotopiques $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ présentés en fonction du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des galènes et des sphalérites. Les rapports isotopiques des galènes ont été mesurés sur les sondes 3F et 1270, et les rapports isotopiques des sphalérites ont été obtenus sur la sonde 1270.

Les rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des échantillons montrent un alignement de toutes les galènes ([Figure V.6](#)) ce qui suggère que la source du plomb est commune aux trois filons.

Les sphalérites ont des rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plus faibles que les galènes. On constate que les sphalérites suivent cet alignement mais présentent une grande dispersion par rapport aux galènes. Les sphalérites contenant naturellement peu de plomb en comparaison avec les galènes, les rapports isotopiques mesurés sont très dispersés. Nous présenterons les rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mesurés sur les galènes uniquement dans la [Figure V.7](#).

Les données sont présentées en fonction de la sonde ionique avec laquelle elles ont été acquises, ainsi qu'avec les données des filons Pb-Zn-Ag de [Watanabe \(2001\)](#) et [Nerci \(2006\)](#). Sur la [Figure V.7](#), on peut constater une dérive liée à la calibration de l'appareil de mesure. Les données acquises sur la sonde ionique Cameca 1270 présentent une

tendance nettement différente des données acquises sur la sonde ionique Cameca 3F, notamment en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, comparées aux données de [Watanabe \(2001\)](#) et [Nerci \(2006\)](#).

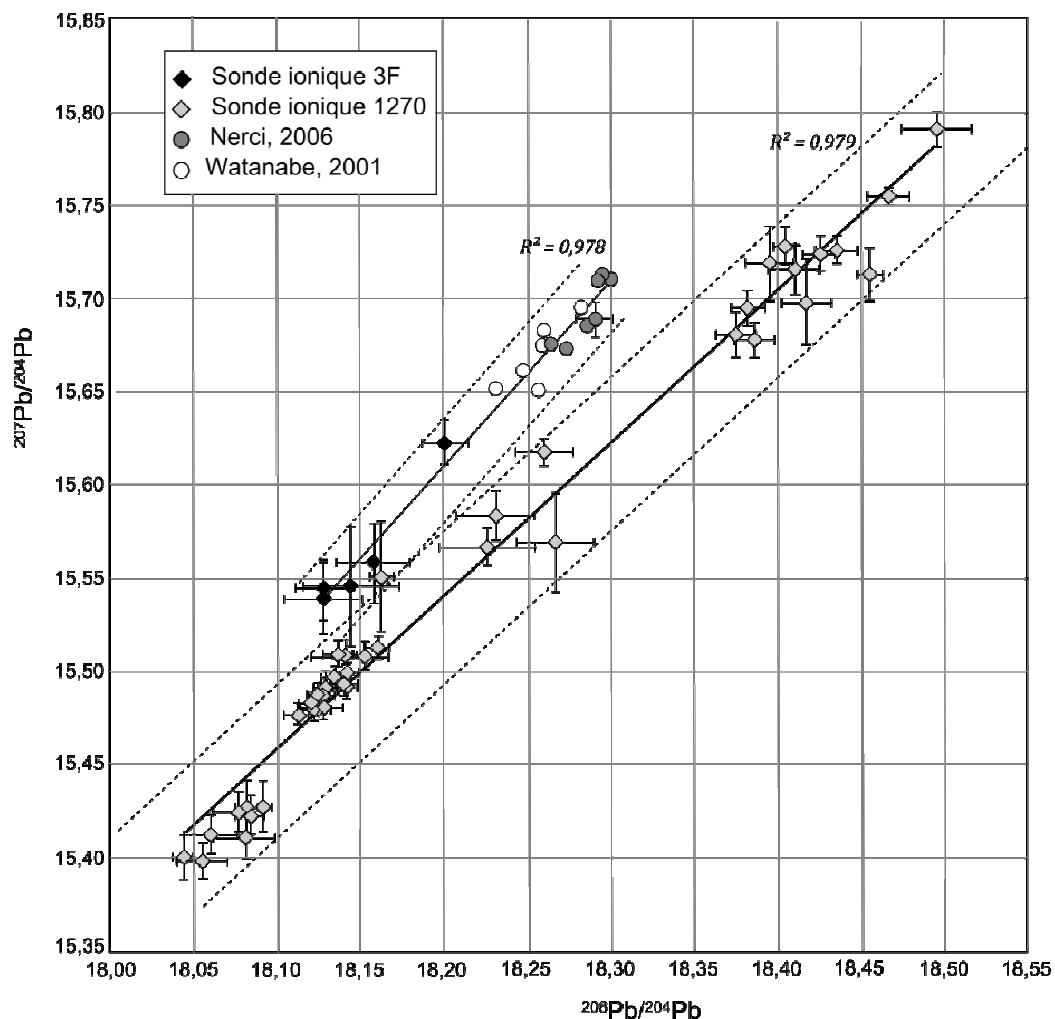


Figure V. 7. Comparaison des données acquises avec la sonde ionique 1270, 3F et des données acquises par [Watanabe \(2001\)](#) et [Nerci \(2006\)](#).

Les résultats des analyses effectuées sur la sonde ionique 3F ont été reportées sur le modèle d'évolution à deux phases de la composition isotopique de la croûte de [Stacey et Kramers \(1975 ; Figure V.8\)](#). Ce modèle repose sur l'hypothèse que le plomb s'est développé à partir d'une composition primaire. La courbe de Stacey et Kramers (en tireté sur la [Figure V.8](#)) représente l'évolution moyenne de la composition isotopique de la croûte terrestre. Elle dépend de la composition primaire en plomb ainsi que du facteur μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) qui est représentatif du degré d'activité radiogénique.

[Stacey et Kramers \(1975\)](#) supposent que la composition primaire est celle du plomb des troilites météoritiques de 4,57 Ga. Les constantes de désintégration de l'uranium et du

thorium ne variant pas, la composition isotopique en plomb de la Terre a donc évolué à partir de cette composition primaire. La première phase de ce modèle débute par la création de la Terre, il y a 4,57 Ga. Les valeurs moyennes en $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ et $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ de la Terre au cours de la première phase sont respectivement de 7,19 et 32,21. Le processus de différenciation qui commence vers 3,7 Ga marque le début de la deuxième phase de ce modèle. Dans cette deuxième phase, les valeurs moyennes de $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ et $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ sont respectivement de 9,74 et 37,19 (Stacey et Kramers, 1975).

Les mesures effectuées par Nerci (2006) sur les filons Pb-Zn-Ag, W-Au et sur les granites du Mispickel et de la Mine, les données acquises par Watanabe (2001) sur les filons Pb-Zn-Ag ainsi que les données isotopiques en plomb des granitoïdes du Maroc central (Mrini, 1993) sont comparées aux données de la présente étude sur la Figure V.8.

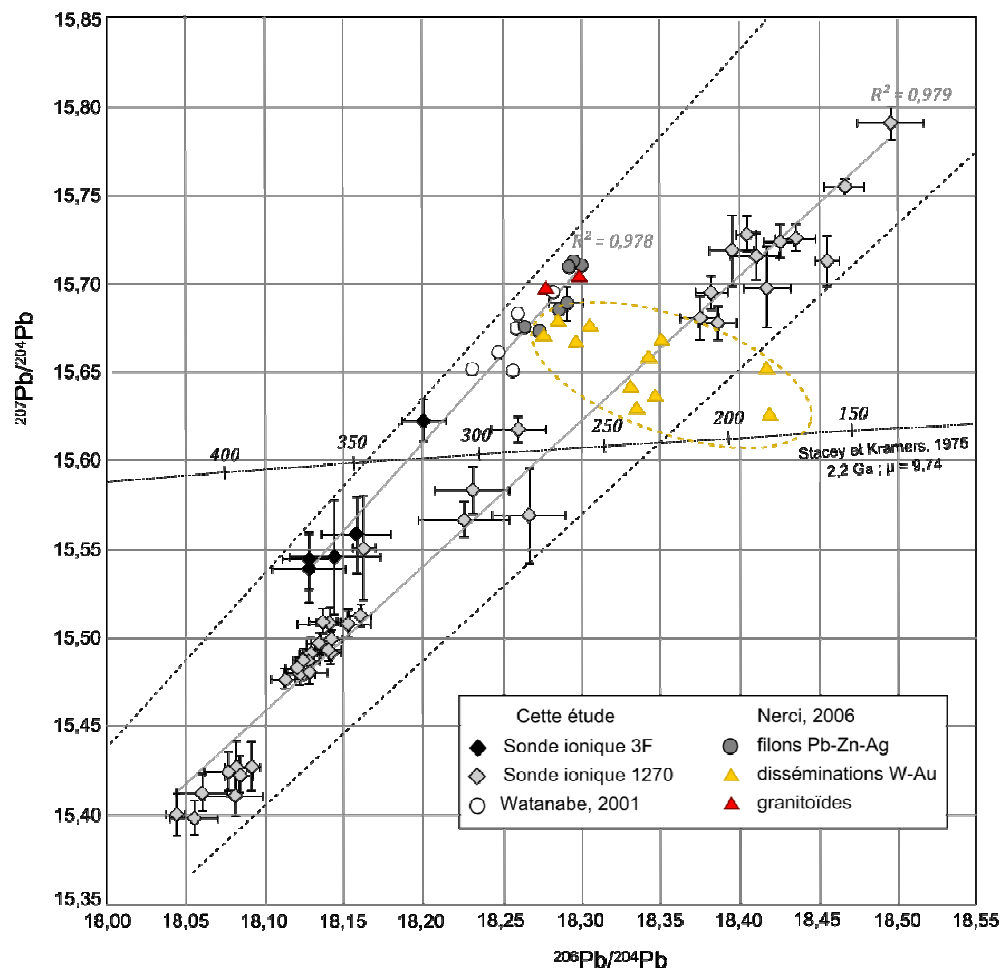


Figure V. 8. Rapports isotopiques des galènes des filons Pb-Zn-Ag, des disséminations W-Au et des granites du Mispickel et de la Mine, reportés sur le modèle d'évolution isotopique de la croûte moyenne d'après Stacey et Kramers (1975). L'erreur des données de disséminations et des granitoïdes de Nerci (2006) sont de l'ordre de la taille du point.

Les compositions isotopiques des galènes des filons Pb-Zn-Ag présentent une tendance linéaire dont le coefficient de corrélation est de 0,978. Les granites de Tighza ont des compositions isotopiques en plomb qui correspondent à la tendance des galènes des filons Pb-Zn-Ag. Il manque à cette étude des mesures des roches encaissantes métasédimentaires de Tighza. Toutefois, les rapports isotopiques en plomb des galènes semblent se répartir entre un pôle radiogénique (points au dessus de la courbe de [Stacey et Kramers, 1975](#)) qui correspond une source de type croûte continentale, et un pôle très peu radiogénique (points en dessous de la courbe de [Stacey et Kramers, 1975](#)) qui correspondrait à une source de type croûte océanique ([Figure V.8](#)). Les échantillons se répartissent sur une droite de mélange entre une source crustale continentale et une source de type mantellique (croûte océanique).

Les filons W-Au ont des compositions isotopiques en plomb disséminées, plus importantes en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et de teneur équivalente en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ par rapport aux compositions isotopiques en plomb des minéralisations Pb-Zn-Ag. La tendance générale des minéralisations W-Au recoupe complètement celle des minéralisations Pb-Zn-Ag et ne semblent donc pas liées aux minéralisations Pb-Zn-Ag. Cette observation corrobore les conclusions des analyses des gaz rares présentées au début de ce chapitre.

La courbe de tendance des données de Tighza recoupe la courbe d'évolution isotopique moyenne de [Stacey et Kramers \(1975\)](#) vers 325 et 275 Ma ce qui est cohérent avec les données géochronologiques du district. Les roches lessivées semblent être locales.

V.3.4 Interprétations et conclusions de l'étude des isotopes du plomb

L'étude des isotopes du plomb des minéralisations filoniennes Pb-Zn-Ag de Tighza a montré que :

1. Les compositions isotopiques des galènes des filons s'alignent sur la même tendance quels que soient les filons d'où elles proviennent. **Les minéralisations plombifères sont donc indépendantes isotopiquement du filon dans lequel elles précipitent.** Cette information confirme et complète les résultats des analyses des isotopes stables des carbonates de gangue. ;
2. **Les minéralisations Pb-Zn-Ag sont indépendantes des minéralisations W-Au.** Cette observation confirme les résultats des analyses des gaz rares effectuées sur les deux types de minéralisations. Cela signifie que deux processus différents sont responsables de la précipitation des deux minéralisations.

3. Les échantillons se répartissent sur une droite de mélange entre une source crustale continentale et une source de type mantellique (croûte océanique). Les roches lessivées, source du plomb, semblent être locales étant donné que les tendances isotopiques des minéralisations Pb-Zn-Ag recoupent la courbe de [Stacey et Kramers \(1975\)](#) entre 350 et 225Ma.

Ces résultats sont cohérents avec l'étude de [Beaudoin et Sangster \(1992\)](#).

V.4 Conclusions

Ce Chapitre a permis de mettre en évidence l'absence de lien entre (i) la source des fluides et (ii) la source des métaux des minéralisations W-Au et Pb-Zn-Ag.

Minéralisations W-Au

L'étude des gaz rares (He, Ar) des sulfures des minéralisations W-Au nous indique que cette minéralisation a été transportée par **des fluides d'origine mantellique ($^4\text{He}/^3\text{He}$) mélangés à des fluides plus superficiels, de type crustaux ou météoriques ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$).**

Minéralisations Pb-Zn-Ag

L'étude de la source des fluides porteurs des minéralisations Pb-Zn-Ag a été effectuée par l'analyse des isotopes stables du carbone et de l'oxygène, et par l'isotopie des gaz rares (He, et Ar). L'étude de la source des métaux et plus particulièrement du plomb a été effectuée à partir de l'analyse des isotopes du plomb dans les galènes.

Les analyses des gaz rares nous indique que ces fluides sont issus d'un mélange entre une source crustale ($^4\text{He}/^3\text{He}$) et une source météorique ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$).

Les analyses des isotopes stables des carbonates de gangue des minéralisations Pb-Zn-Ag indiquent que les fluides porteurs de ces minéralisations proviennent des schistes encaissants la minéralisation ou proviennent d'une source météorique et ont été fortement tamponnés par ces derniers.

Les analyses des isotopes du plomb indiquent un âge des roches sources cohérent avec la géochronologie du district (350-225 Ma). **Cela peut donc signifier que le plomb provient du lessivage de la croûte supérieure (métasédiments et granitoïdes).**

L'étude des sources des fluides et des métaux nous montre que les minéralisations W-Au et Pb-Zn-Ag sont issues de processus différents. C'est ce que nous apprend l'étude des gaz rares (He, Ar) dans les sulfures de ces deux types de minéralisations. Les minéralisations W-Au ont été transportées par des fluides d'origine mantellique mélangés à des fluides plus superficiels, de type crustaux ou météoriques, alors que les minéralisations Pb-Zn-Ag sont transportées par des fluides d'origine crustale ou météorique. L'analyse des isotopes du plomb confirme et complète cette observation, **les sources des métaux des deux minéralisations sont également différentes.**

Chapitre VI : Discussion et modèles

VI.1 Chronologie des événements magmatiques et hydrothermaux

VI.1.1 Chronologie relative

L'observation de terrain et les études précédentes ont permis d'établir une chronologie relative des objets géologiques à Tighza ([Figure VI.1](#)).

Le premier événement est magmatique. Après les premières déformations ductiles varisques des roches sédimentaires environnantes, des dykes puis des stocks granitiques se mettent en place au centre du district (Mine, Kaolin, Mispickel).

Une auréole de métamorphisme hydrothermal potassique se forme autour du stock de la Mine et s'accompagne de minéralisations hydrothermales à W-Au. Cette auréole se caractérise par une altération pervasive à biotite des stocks granitiques, dykes et roches sédimentaires encaissantes qu'elle recoupe.

Par la suite, un réseau de dykes NE-SW intrude les structures précédentes puis les filons hydrothermaux à Pb-Zn-Ag se forment en périphérie du stock de la mine, recoupant toutes les autres structures. L'hydrothermalisme minéralisateur en Pb-Zn-Ag s'accompagne d'une altération locale à chlorite-muscovite-calcite.

Le schéma suivant résume cette succession d'événements :

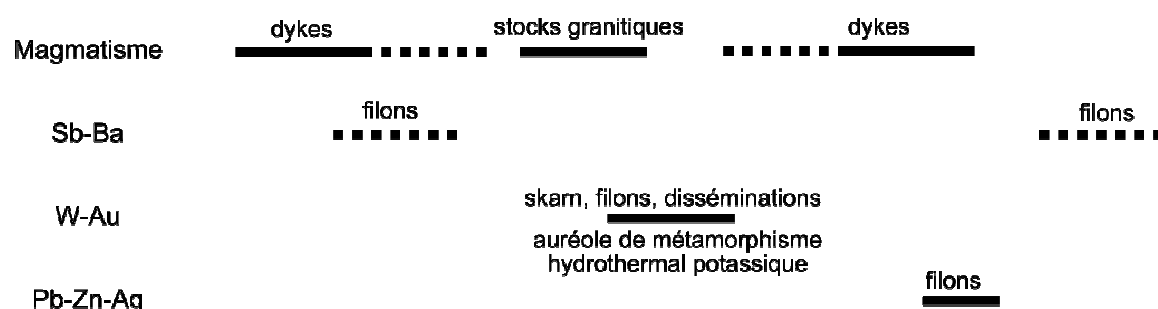


Figure VI. 1. Chronologie relative du magmatisme et des minéralisations du district de Tighza établie à partir d'observations de terrain et d'une synthèse bibliographique ([Agard et al., 1958](#) ; [Cheilletz, 1984](#) ; [Jebrak, 1985](#) ; [Nerci, 2006](#))

VI.1.2 Calage dans le temps par datations absolues

Le magmatisme et l'hydrothermalisme ont été datés par U/Pb sur des zircons magmatiques, des zones de croissances hydrothermales et des zircons hydrothermaux. De plus, des zircons hérités plus anciens ont pu être datés au cœur des zircons magmatiques. Les zircons ont été prélevés sur un dyke et sur les 3 stocks granitiques de la Mine, du Kaolin, et d'Izougarsa (Figure VI.2).

Pour tous les stocks granitiques deux âges d'intercepts communs ont été calculés entre 320-280 Ma et entre 280-240 Ma. Ces âges sont comparés aux âges obtenus au cours des études effectuées précédemment sur le district de Tighza (Cheilletz, 1984 ; Watanabe, 2002 ; Nerci, 2006 ; Figure VI.2).

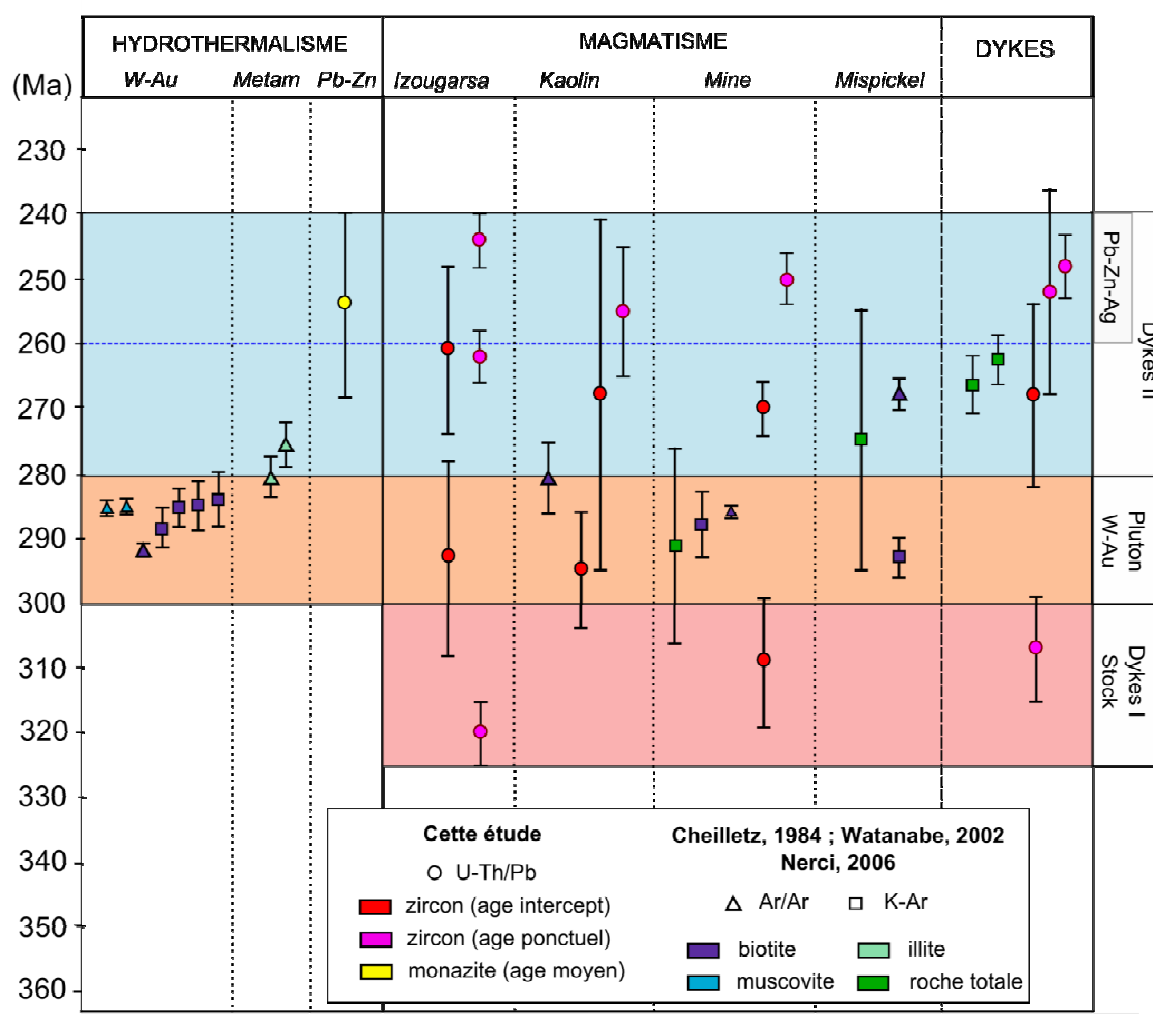


Figure VI. 2. Synthèse et interprétation des datations effectuées sur le magmatisme, l'hydrothermalisme et les minéralisations W-Au et Pb-Zn-Ag de Tighza. Les datations K/Ar ont été effectuées par Cheilletz, 1984 sur biotite et roche totale, les datations Ar/Ar ont été réalisées par Watanabe, 2001 sur biotite et illite et par Nerci 2006 sur muscovite et biotite.

Un seul âge d'intercept a été obtenu sur le dyke (Tz10/26, Ighrem Aousser) à 273 ± 13 Ma. Cet âge, ainsi que de nombreux âges ponctuels des stocks granitiques suggèrent un découpage de l'intervalle de 280 - 240 Ma en 280- 260 Ma et 260-240 Ma correspondant à la phase essentiellement d'intrusion du réseau de dykes NE-SW (280-260 Ma) et à la phase majeure de l'hydrothermalisme minéralisateur en Pb-Zn-Ag (260-240 Ma). Les filons Pb-Zn-Ag, qui recoupent les dykes NE-SW, semblent se mettre en place à la fin de cet intervalle de 280-240 Ma. Ce sous intervalle est corroboré par la datation de deux monazites hydrothermales par Th/Pb donnant un âge maximal de 255 ± 15 Ma.

De l'ensemble de ces données géochronologiques, nous en avons donc déduit la succession des trois évènements suivants (Figure VI.3) :

1. **Intrusion des dykes I et des stocks granitiques (320-300 Ma).** Ce magmatisme calco-alcalin se met en place au Carbonifère en contexte extensif. Il est peut être lié à la mise en place de filons à Sb-Ba à Tighza (Figure VI.1, Agard et al., 1958).
2. **Le métamorphisme hydrothermal potassique est accompagné de la minéralisation à W-Au, ainsi que la probable intrusion d'un pluton non affleurant (300-280 Ma).** Les minéralisations à W-Au précipitent dans des filons parallèles aux plans de cisaillement dextre E-W (Figure VI.1 ; Cheilletz, 1984)
3. **L'intrusion d'un réseau de dykes II NE-SW s'accompagne d'un second évènement hydrothermal, responsable de la mise en place de la minéralisations à Pb-Zn-Ag (280-240 Ma).** La rotation des contraintes tectoniques et la phase de compression permo-triasique NE-SW favorise la mise en place de la minéralisation filonienne à Pb-Zn-Ag et de dykes orientés NE-SW (Figure VI.3 ; Cheilletz, 1984).

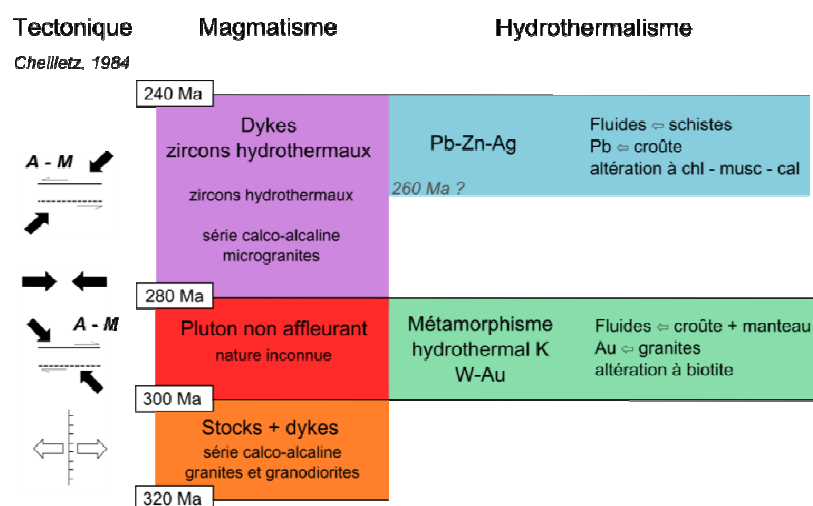


Figure VI. 3. Synthèse des évènements géologiques et métallogéniques du district de Tighza et intégration dans la synthèse des évènements tectoniques survenus à Tighza d'après Cheilletz, 1984.

VI.1.3 Relation entre les évènements magmatiques et hydrothermaux.

La [figure VI.4](#) présente l'évolution des paragenèses d'altération dans les roches magmatiques et métasédimentaires encaissantes, ainsi que leur relation avec la chronologie des évènements magmatiques et hydrothermaux.

La mise en place des stocks monzogranitiques s'accompagne de la cristallisation de biotites magmatiques pendant l'intervalle 320-300 Ma, qui correspond au magmatisme orogénique varisque.

La mise en place d'un pluton, actuellement non affleurant, tardi-varisque (300-280 Ma) s'accompagne d'un hydrothermalisme potassique, caractérisé par la cristallisation d'agrégats de biotites hydrothermales. C'est au cours de cet évènement que précipite la minéralisation W-Au.

Un réseau de dykes NE-SW recoupe l'ensemble des structures pendant la période post-orogénique (280-240 Ma). Ce magmatisme de dyke s'accompagne d'un hydrothermalisme à muscovite-chlorite-calcite. Les minéralisations filoniennes à Pb-Zn-Ag se mettent en place au cours de cette période.

Les deux épisodes hydrothermaux minéralisateurs sont enregistrés par les zircons des roches magmatiques du district. Chaque évènement hydrothermal génère la cristallisation de zones de surcroissances des zircons. Les datations ponctuelles effectuées dans ces zones ont ainsi permis de distinguer les périodes d'activité des deux évènements hydrothermaux, caractérisés dans les roches encaissantes métasédimentaires et magmatiques, par deux types d'altération distincts (à biotite, et à muscovite-chlorite-calcite).

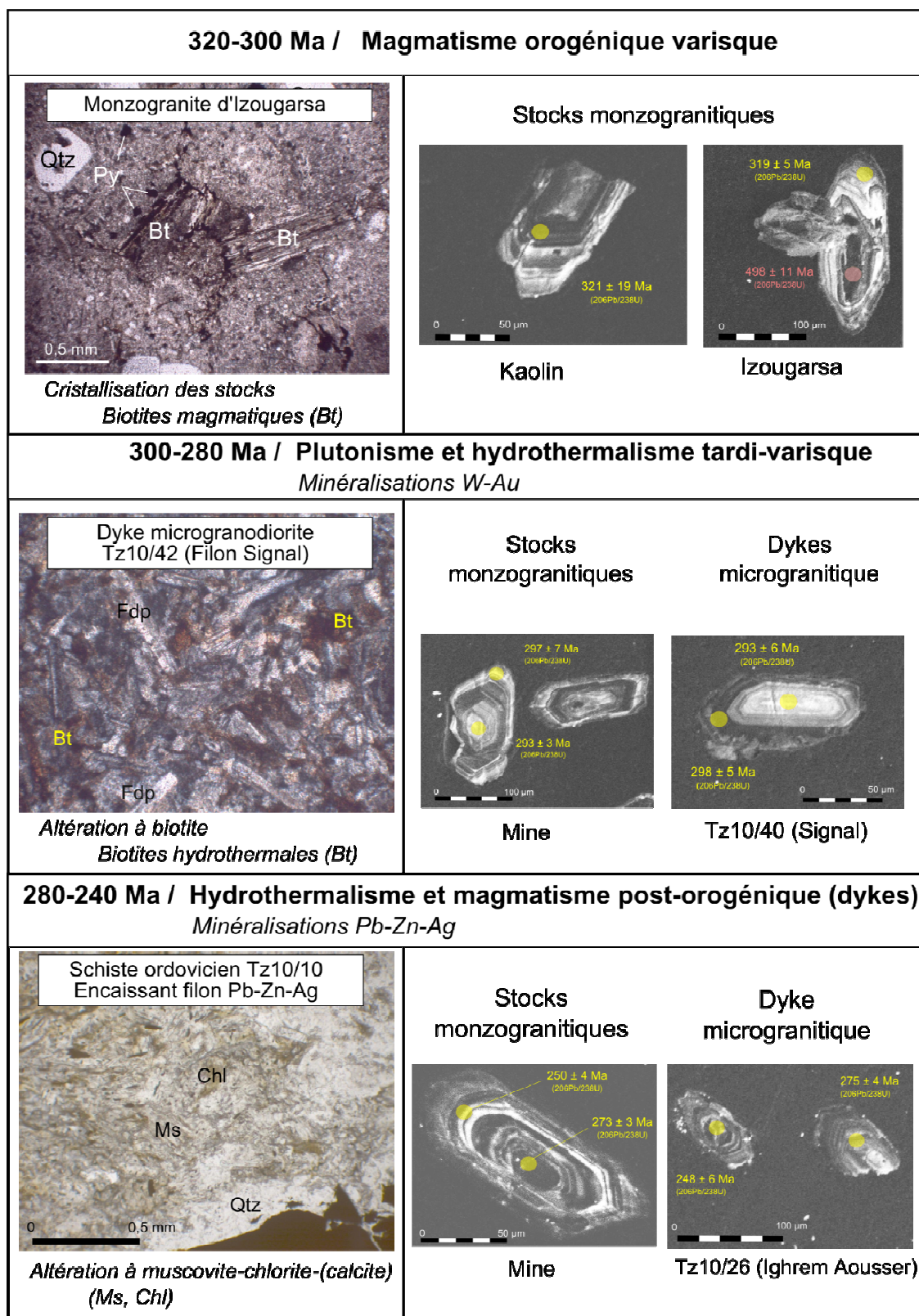


Figure VI. 4. Les 3 stades de l'évolution magmatique et hydrothermale du district de Tighza, illustrée par l'évolution des paragenèses silicatées et par les zones de croissance des zircons correspondants.

VI.2 Sources des fluides et du plomb

L'étude des sources des fluides indique que les minéralisations W-Au et Pb-Zn-Ag sont issues de processus différents.

L'hydrothermalisme à W-Au est responsable du métamorphisme des roches sédimentaires encaissantes de Tighza. Il met en place une auréole de métamorphisme hydrothermal caractérisée par une altération potassique.

L'étude des gaz rares (He, Ar) des sulfures des minéralisations W-Au nous indique que cette minéralisation a été transportée par **des fluides d'origine mantellique** ($1 < {}^4\text{He}/{}^3\text{He} < 2$) **mélangés à des fluides météoriques** ($250 < {}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar} < 330$) **et peut-être crustaux** (${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$).

L'hydrothermalisme à Pb-Zn-Ag n'est pas aussi pervasif que l'hydrothermalisme à W-Au, et se caractérise par une altération à chlorite-muscovite-calcite des roches encaissantes aux épontes des filons principalement.

Les analyses des gaz rares indiquent que ces **fluides sont issus d'un mélange entre une source crustale** ($0,05 < {}^4\text{He}/{}^3\text{He} < 0,1$) **et une source météorique** ($285 < {}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar} < 315$).

Les analyses des isotopes stables des carbonates de gangue permettent de préciser que les fluides porteurs des minéralisations Pb-Zn-Ag **proviendraient des schistes encaissants la minéralisation ou ont, du moins, été fortement tamponnés par ces derniers** ($\delta {}^{18}\text{O}_{\text{fluide}} = 8 \text{ à } 15 \text{ ‰}$; $\delta {}^{13}\text{C}_{\text{fluide}} = -10 \text{ à } -1,5 \text{ ‰}$).

L'étude de la source du plomb a été effectuée à partir de l'analyse des isotopes du plomb dans les galènes.

1. La source du plomb des minéralisations Pb-Zn-Ag est indépendante de celle des minéralisations W-Au.
2. Le plomb des filons Pb-Zn-Ag proviendrait du **lessivage des formations de la croûte supérieure (métasédiments et granitoïdes)**, à l'aplomb du gisement.

VI.3 Synthèse : vers un modèle métallogénique du district polymétallique de Tighza

VI.3.1 Modèle métallogénique du district de Tighza

A partir des observations de terrain, de l'étude des sources des fluides et des métaux, et de la datation du magmatisme ainsi que des minéralisations, nous proposons un modèle métallogénique de mise en place des minéralisations à Tighza en trois étapes ([Figure VI.5](#)) :

320-300 Ma : Magmatisme orogénique varisque

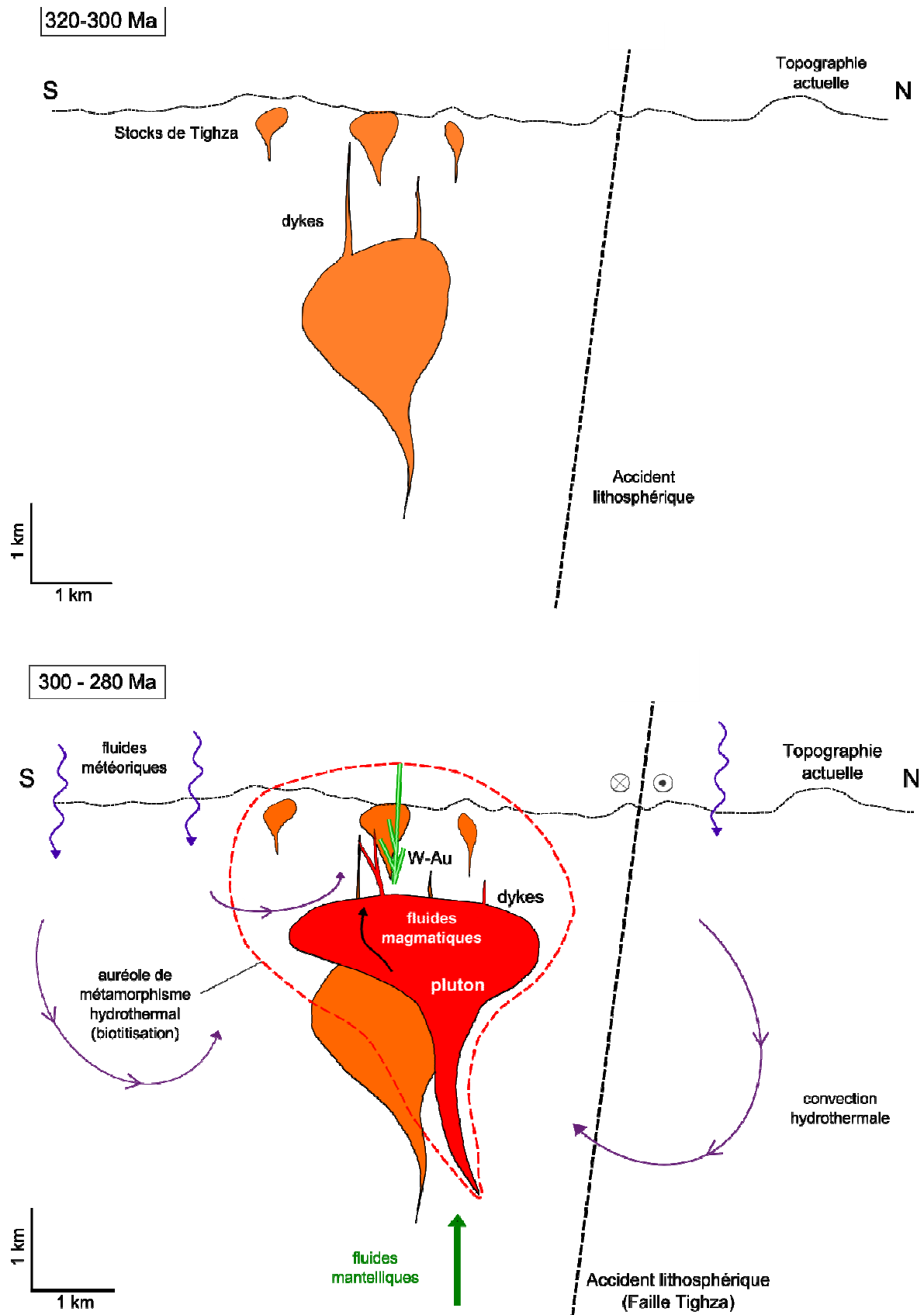
Un magmatisme calco-alcalin tardi-orogénique (Varisque) met en place des dykes et des stocks granitiques entre 320 et 300 Ma ([Figure VI.5](#)).

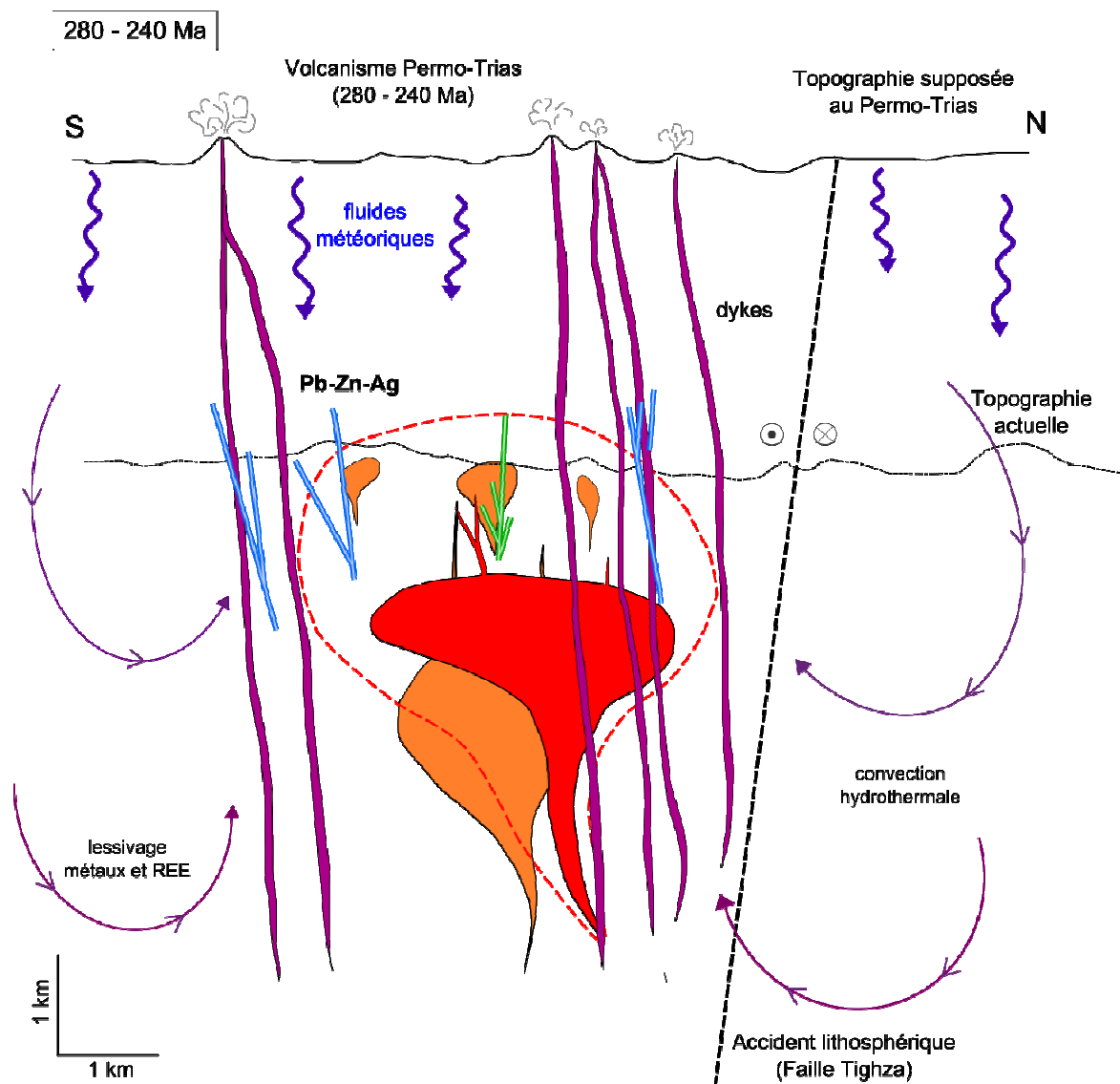
300-280 Ma : Plutonisme et hydrothermalisme tardi-varisque : minéralisations W-Au

Cette étape est marquée par l'intrusion en profondeur d'un pluton actuellement non affleurant. Des modèles numériques ([Eldursi, 2009](#)) montrent que les conditions favorables aux minéralisations peuvent être atteintes avant ou pendant la phase la plus chaude de l'intrusion magmatique. La périphérie des corps magmatiques est favorable à une circulation rapide des fluides, à travers les zones de forte perméabilité telles que les fractures, jusqu'aux zones plus froides où, perdant température et vitesse, ils peuvent précipiter des minéraux métalliques. Les fluides magmatiques qui accompagnent le pluton se mélangent aux fluides météoriques et éventuellement aux fluides des formations encaissantes, mis en mouvement par l'anomalie thermique induite par l'intrusion plutonique, générant ainsi de l'hydrothermalisme.

Cet hydrothermalisme altère les roches encaissantes (métasédimentaires et magmatiques de 320-300 Ma) localisées autour et au dessus du pluton et crée une auréole de métamorphisme hydrothermal à biotite autour du pluton. L'hydrothermalisme permet également la mise en place de minéralisations à W-Au-(Mo) sous forme de lentilles stratoïdes en profondeur, de skarn au contact des calcaires viséens, et de filons, sécants dans le stock de la Mine en particulier. Les fluides hydrothermaux profitent de la fracturation présente autour des stocks et des dykes (schistosité, plans de stratification, fracturation régionale ; [Figure VI.5](#)).

Figure VI. 5. Modèle métallogénique en trois étapes du district de Tighza





280-240 Ma : Hydrothermalisme et magmatisme de dykes post-orogéniques : minéralisation Pb-Zn-Ag

Le magmatisme s'exprime sous la forme d'un réseau dense de dykes microgranitiques NW-SE, caractéristiques de cette région du Maroc Central (Agard et al., 1958 ; Michard et al., 2008). La chaleur apportée par ce magmatisme génère la mise en circulation convective des fluides météoriques et des eaux de formation métasédimentaires qui lessivent le plomb des roches encaissantes (schistes et granitoïdes en particulier) sur une profondeur importante (croûte supérieure). Les minéralisations Pb-Zn-Ag précipitent dans le même intervalle de temps que le magmatisme de dykes (Figure VI.2), dans un réseau de fractures contrôlé par les cisaillements de Tighza et d'Aguelmous-Mrirt. Les fluides hydrothermaux altèrent localement les roches encaissantes en chlorite + muscovite + calcite (Figure VI.5).

En résumé, le district polymétallique de Tighza est un bloc minéralisé de 6 x 6 km² en surface dont l'enracinement atteint 1 à 2 km de profondeur, et où les minéralisations précipitent à la faveur d'évènements magmatiques et hydrothermaux successifs. Le magmatisme de Tighza est calco-alcalin, polyphasé et de longue durée (~ 50 Ma). Il assure le fonctionnement des convections hydrothermales successives au sein du district, connectées au manteau lithosphérique, et qui mobilisent des réservoirs variés (apport de fluides et de métaux). Deux épisodes hydrothermaux minéralisés principaux sont associés à l'activité magmatique : W-Au, puis Pb-Zn-Ag. Le cas de l'antimoine nécessite une étude spécifique.

Ainsi, le gisement polymétallique de Tighza présente de nombreuses similitudes avec des gisements porphyriques de type cordillère tel que le gisement de Morococha, au Pérou ([Catchpole, 2011](#)). Le système minéralisé en W-Au présente plusieurs types de structures minéralisées (skarns, filons, réseau de veines parallèles et en stockwork, disséminations), au sein desquelles existent plusieurs paragenèses (W ; Bi-Te-Au ; Sn-Bi-Zn-Cu-Pb). Les minéralisations W-Au sont contrôlées par un système hydrothermal convectif d'altération hydrothermale potassique (biotitisation), qui met en place l'auréole de métamorphisme hydrothermal. L'ensemble de ce système est contrôlé par les cisaillements dextres de l'accident lithosphérique d'Aguelmous-Mrirt. Les fluides minéralisateurs, issus d'un mélange entre fluides mantelliques et fluides météoriques, sont connectés au manteau. Les minéralisations W-Au précipitent entre 300 et 350°C ([Cheilletz, 1984](#)).

Le système minéralisé en Pb-Zn-Ag est déconnecté du système à W-Au. Les structures minéralisées en Pb-Zn-Ag sont essentiellement filoniennes, et sont contrôlées par un cisaillement à mouvement senestre de l'accident d'Aguelmous-Mrirt. Ces minéralisations se développent hors du halo hydrothermal potassique du système W-Au et précipitent à partir de fluides météoriques et crustaux à 230°C ([Nerci, 2006](#)). Les minéralisations Pb-Zn-Ag se forment à la faveur de convections hydrothermales différentes de celles des minéralisations W-Au.

L'activité magmatique et hydrothermale du gisement polymétallique de Tighza se produit dans un volume bien circonscrit, ce qui permet une concentration des phénomènes minéralisateurs, et fait de Tighza un gisement majeur à l'échelle de la Meseta marocaine varisque. Du point de vue typologique, le district polymétallique W-Au-Pb-Zn-Ag de Tighza-Jbel Aouam peut être défini comme *un gisement mixte de type porphyre-épithermal*. **Le caractère polymétallique du gisement résulte du télescopage de deux évènements bien distincts et non d'une zonation métallifère périgranitique comme l'avait**

envisagé les premiers auteurs ([Agard et al., 1958](#)). Ce modèle est cohérent avec l'étude de [Beaudoin et Sangster \(1992\)](#).

VI.3.2 Modèle géodynamique

La suture de l'océan Rhéique (vers 330 Ma), à l'origine de l'orogénèse Varisque au Maroc, précède de peu le début de la mise en place des granitoïdes des Meseta ([Michard et al., 2008](#)). Dans les bassins d'avant-arc des Meseta, un magmatisme polymodal (calco-alcalin à shoshonitique) forme des granitoïdes au Carbonifère ([El Hadi et al., 2003](#)). L'origine de ces granitoïdes calco-alcalins est à rechercher dans la croûte inférieure qui fond sous l'effet de la montée de magmas mantelliques ([Gasquet et al., 1996](#)). C'est au cours de cet intervalle de temps que se mettent en place les stocks granitiques de Tighza, datés entre 320 et 300 Ma.

A Tighza, une intrusion plutonique non affleurante, mais identifiée par les anomalies gravimétriques ([Eldursi, 2009](#)), se met en place tardivement par rapport à ce magmatisme polymodal varisque (300-280 Ma). Cette intrusion s'accompagne de fluides magmatiques qui se mélangent aux fluides locaux des formations sédimentaires et métasédimentaires encaissantes. Les fluides hydrothermaux ainsi créés sont mis en mouvement (convection) par les gradients thermiques et génèrent un halo de métamorphisme hydrothermal potassique autour de l'intrusion, précipitant les minéralisations W-Au autour des stocks granitiques varisques.

Un second cycle magmatique démarre au permien et génère, à partir de 280 Ma, des faisceaux de dykes à travers la Meseta occidentale. Dans le massif varisque des Jebilet, des dykes calco-alcalins, provenant de magmas transitionnels recoupent les structures varisques du massif. Des datations réalisées dans le massif des Jebilet, sur ces dykes ($^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ sur amphibole : 241 ± 5 Ma ; [Gasquet et Bouloton, 1995](#) ; $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ sur amphibole : 255 Ma ; [Youbi et al., 2001](#)) révèlent un âge minimum de 240 Ma. Ces dykes sont de plus corrélés au faisceau de dykes ainsi qu'au volcanisme permien de Khenifra ([Youbi et al., 1995](#) ; [Figure VI.6](#)). C'est ce magmatisme qui se développe pendant une période située entre la mise en place des granitoïdes varisques de la Meseta occidentale et les tholeiites intracontinentales de la limite Trias-Lias de la Meseta orientale, qui caractérisent le rifting de l'Atlantique central au Maroc (CAMP ; [McHone, 2000](#) ; [Youbi et al., 2001](#) ; [Knight et al., 2004](#) ; [Nomade et al., 2007](#)). On peut considérer que ce magmatisme est favorisé par l'amincissement crustal qui marque le début du rifting.

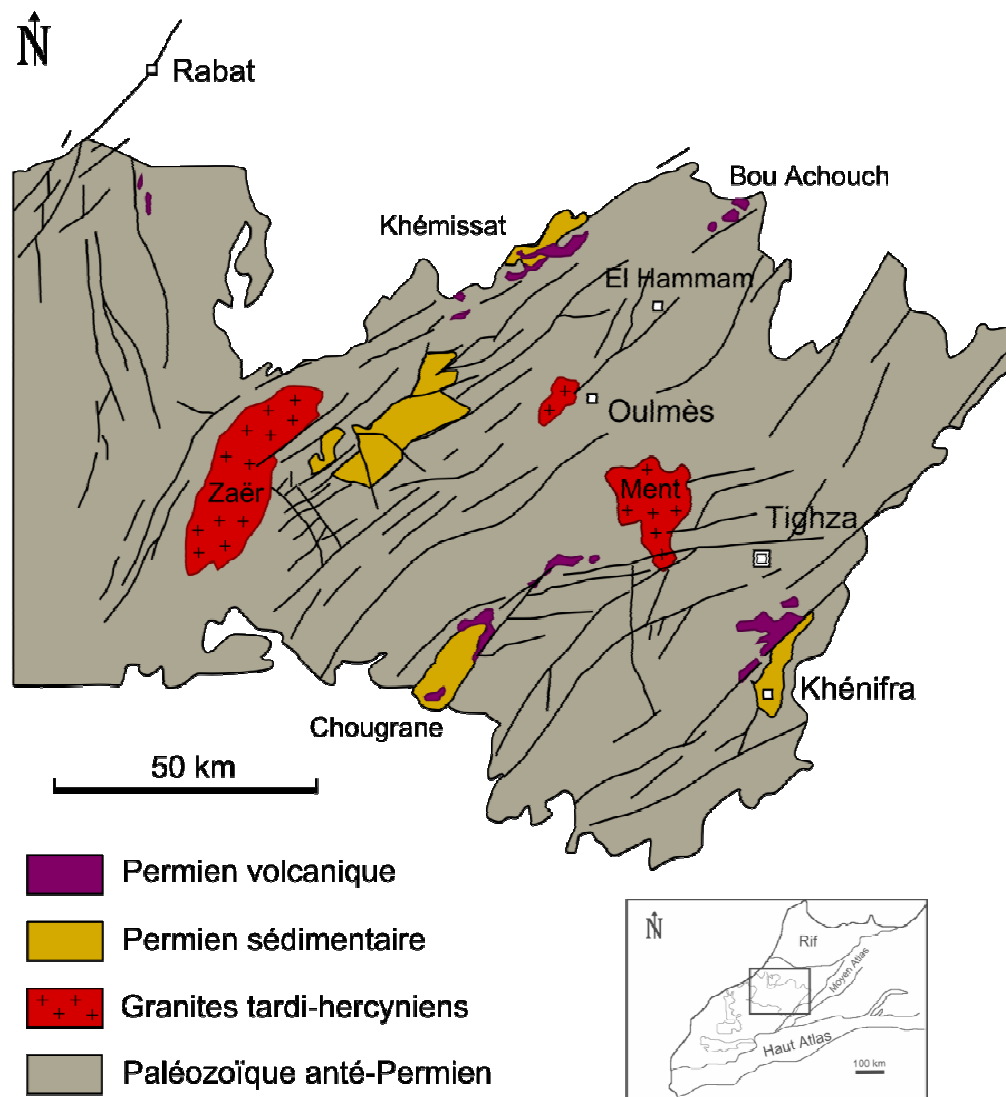


Figure VI. 6. Répartition des zones volcaniques permienne du Massif Central (Maroc Central), redessiné d'après Youbi et al., 1995.

Ce magmatisme intermédiaire entre l'orogénèse Varisque et le rifting de l'Atlantique central est donc également présent à Tighza. C'est cet événement qui est responsable des minéralisations hydrothermales Pb-Zn-Ag de Tighza. Les dykes identifiés à Khénifra et dans les Jebilet recoupent toutes les structures précédentes. Le gradient thermique modifié par ces intrusions de dykes a dû être le moteur de la mise en circulation des fluides environnants, drainés par les réouvertures de fractures verticales qui délimitent le bassin. L'hydrothermalisme qui accompagne ces dykes permet le lessivage en métaux de base des roches encaissantes de la croûte supérieure, puis la précipitation des minéralisations Pb-Zn-Ag.

Le district de Tighza reflète donc l'évolution géodynamique Nord-marocaine du Carbonifère au Trias, c'est-à-dire de l'orogénèse Varisque jusqu'aux prémices de

l'ouverture de l'Atlantique central. Cette période tardi- à post-orogénique correspond régionalement à un amincissement crustal de plus en plus marqué, qui aboutit à une augmentation du gradient géothermique. Ceci favorise la production de magmas (remontées mantelliques puis anatexie de la croûte inférieure). Cette période, globalement extensive, crée des failles et cisaillements à l'échelle lithosphérique, le long desquelles circulent des fluides de différentes origines. Ces fluides sont mis en mouvement par des cellules de convections entretenues par les anomalies thermiques liées à l'amincissement crustal régional, et par le magmatisme.

Chapitre VII : Conclusion générale

VII.1 Rappel des objectifs de la thèse

L'enjeu principal de ce travail était d'intégrer les minéralisations Pb-Zn-Ag de Tighza dans un modèle métallogénique général du district. A cette fin, la relation entre les filons Pb-Zn-Ag, les minéralisations W-Au, et les stocks et dykes granitiques du district devait être précisée. La question a été posée de savoir si la minéralisation Pb-Zn-Ag est une phase tardive de la minéralisation W-Au, auquel cas un même évènement géologique (le magmatisme orogénique tardi-varisque) aurait été responsable de la mise en place des deux types de minéralisations, ou si la minéralisation Pb-Zn-Ag est indépendante, auquel cas cette minéralisation aurait été mise en place au cours d'un autre évènement géologique, plus tardif, à déterminer.

Pour comprendre la mise en place de la minéralisation Pb-Zn-Ag il fallait (i) caractériser les minéralisations Pb-Zn-Ag, puis (ii) identifier les sources des fluides minéralisateurs et des métaux, et enfin (iii) caler précisément la chronologie de la minéralisation Pb-Zn-Ag par rapport aux différents épisodes magmatiques et hydrothermaux.

VII.2 Résultats

L'étude des paragenèses des filons Pb-Zn-Ag a permis d'identifier une minéralisation pulsatoire, mise en place au cours de quatre épisodes différents, identifiés par la succession de quatre paragenèses principales : (P1) première phase stérile à sidérite ± quartz, (P2 et P3) phases minéralisées à galène + sphalérite + ankérite aux filons Sud, et de galène + sphalérite + calcite ± sidérite ± calcédoine au le filon Signal, (P4) dernière phase stérile à calcite + quartz + pyrite qui clôt les remplissages des minéralisations Pb-Zn-Ag. L'hydrothermalisme minéralisateur en Pb-Zn-Ag est, de plus, responsable d'une altération à chlorite-muscovite-calcite distincte de l'altération potassique à biotite caractéristique du système hydrothermal minéralisé à W-Au.

L'étude des paragenèses a permis dans un second temps de mettre en évidence la présence de minéraux à REE datables : monazite, xénotime (et synchisite). Un âge moyen maximal de 255 ± 15 Ma a été obtenu à partir de deux âges Th/Pb mesurés sur deux monazites hydrothermales de gangue de la minéralisation Pb-Zn-Ag.

L'étude des sources des fluides indique que les minéralisations W-Au et Pb-Zn-Ag sont issues de fluides différents. La minéralisation W-Au se met en place à la faveur d'un mélange de fluides mantelliques et météoriques (gaz rares He et Ar des sulfures) tandis que les minéralisations Pb-Zn-Ag sont issues de fluides météoriques et crustaux (gaz rares He et Ar des sulfures), et plus particulièrement de fluides tamponnés par les schistes encaissants les minéralisations ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ carbonates).

L'étude de la source du plomb a été effectuée à partir de l'analyse des isotopes du plomb dans les galènes. Cette étude indique également que la source des métaux des minéralisations Pb-Zn-Ag est différente de celle des minéralisations W-Au. Le plomb du système Pb-Zn-Ag proviendrait du lessivage des formations de la croûte supérieure, et des métasédiments et granitoïdes encaissants.

La géochronologie des événements magmatiques et hydrothermaux a été déterminée (i) par U/Pb sur des zircons magmatiques et hydrothermaux des roches magmatiques (stocks et dykes), et (ii) par Th/Pb sur une monazite hydrothermale présente dans une gangue carbonatée de la dernière phase paragénétique P4 des minéralisations Pb-Zn-Ag.

Les datations U/Pb sur zircons des événements magmatiques et hydrothermaux met en évidence trois événements :

- 320-300 Ma : Les stocks granitiques, précédés de dykes, cristallisent ;
- 300-280 Ma : Le métamorphisme hydrothermal potassique, lié à l'intrusion d'un corps magmatique (pluton), précipite la minéralisation à W-Au ;
- 280-240 Ma : Un réseau de dykes NE-SW se met en place, et s'accompagne d'un second événement hydrothermal minéralisateur en Pb-Zn-Ag.

Sur les trois tentatives de datations différentes effectuées directement sur les minéralisations Pb-Zn-Ag (U/Pb sur calcite, Sm/Nd sur carbonates et Th/Pb sur monazite), seule la méthode par Th/Pb sur monazite a permis de dater la mise en place de la minéralisation Pb-Zn-Ag à 255 ± 15 Ma. Ainsi, les minéralisations Pb-Zn-Ag actuellement exploitées se sont développées au cours d'un événement magmatique-hydrothermal daté à 255 ± 15 Ma, soit plusieurs dizaines de millions d'années après la minéralisation à W-Au. La minéralisation Pb-Zn-Ag est donc clairement déconnectée de l'épisode à W-Au, dont les biotites et illites hydrothermales ont été datées entre 295 et 280 Ma.

En conclusion, le gisement de Tighza est de type porphyre à W-Au-(Mo) et a évolué en gisement épithermal à Pb-Zn-Ag. La minéralisation à W-Au est liée au magmatisme

varisque, comme cela a été suggéré par les auteurs précédents (Agard et al., 1958 ; Cheilletz, 1984 ; Nerci, 2006). Par contre les minéralisations Pb-Zn-Ag de Tighza se sont mises en place pendant une période de distension et d'amincissement crustal qui marque la transition entre la fin de l'orogénèse varisque et la phase de pré-rifting Atlantique. **Ces minéralisations filoniennes à Pb-Zn-Ag ne sont donc pas des minéralisations périgranitiques mais sont liées à la mise en place du réseau de dykes NE-SW permo-triasiques, avant l'ouverture de l'océan Atlantique (Pré-CAMP).** Cette conclusion est à prendre en compte par les opérateurs miniers dans la prospection des minéralisations Pb-Zn-Ag au Maroc Central.

VII.3 Perspectives

VII.3.1 Développements à Tighza

La datation effectuée par Th/Pb sur la monazite a besoin d'être précisée car l'incertitude du calage de la minéralisation est encore grande (255 ± 15 Ma). La méthode pourrait être complétée par une datation des xénotimes présents dans les carbonates de gangue.

L'étude de la source des fluides des minéralisations Pb-Zn-Ag peut être complétée par des mesures complémentaires d'isotopes stables sur les roches encaissantes sédimentaires et les roches magmatiques de Tighza. Il serait également intéressant de comparer ces données avec des mesures similaires effectuées sur des roches sédimentaire et magmatiques localisées hors du bloc minéralisé du district de Tighza, au Nord de la faille de Tighza par exemple, ainsi qu'au Nord de la faille d'Aguelmous-Mrirt. Le but de ces études serait de délimiter l'échelle spatiale de l'hydrothermalisme à Pb-Zn-Ag observé à Tighza. Cette information permettrait de contraindre le champ de prospection de nouveaux gisements dans l'Est du Massif Central de la Meseta occidentale.

La source de l'Ag des minéralisations Pb-Zn-Ag pourrait également faire l'objet d'une étude par les isotopes de l'Os et du Re, comme cela a été effectué sur les minéralisations épithermales à Ag d'Imiter par exemple (sur sulfosels d'Ag, pyrite, galène, sphalérite ; Levresse et al., 2004), permettant de mettre en évidence, dans le cas de ce gisement, une source mantellique de l'Ag.

Les minéralisations Sb et Ba n'ont pas été détaillées au cours de cette étude mais elle doivent être intégrées dans le modèle métallogénique général du district.

VII.3.2 Perspectives régionales

Le gisement filonien à fluorite d'El Hammam présente d'importantes similitudes avec le gisement à Pb-Zn-Ag de Tighza (voir Chapitre II). La minéralisation à F d'El Hammam a d'abord été attribuée à un événement hydrothermal mésothermal, associé à des intrusions granitiques tardi-varisques ([Jebrak, 1988](#)). Par la suite, la datation directe de la minéralisation à fluorite a mis en évidence un âge de 205 ± 1 Ma (Ar/Ar sur K-feldspath ; [Cheilletz et al., 2010](#)), permettant d'associer la genèse de ce gisement au développement des bassins ainsi qu'au volcanisme du Trias-Jurassique. De plus, les calcites et fluorites de la paragenèse économique de ce gisement comportent des teneurs anormalement élevées en REE, et en particulier en Ce, La et Y ([Cheilletz et al., 2010](#)). Des observations effectuées sur des lames de calcite de cette paragenèse ont montré la présence de la même association minéralogique de monazite + xénotime + synchisite.

Une étude comparative des deux gisements pourrait mettre en évidence le caractère régional de l'événement hydrothermal minéralisateur en Pb-Zn-Ag à Tighza. Cette comparaison permettrait également de déterminer les conditions de piégeage des minéralisations associées à cet événement hydrothermal (lithologie de l'encaissant, orientation des pièges structuraux, influence de la présence d'intrusions granitiques plus anciennes...).

Il serait également possible de définir des paramètres spécifiques de cet hydrothermalisme (tels que la teneur très importante en REE) qui serviraient de guides de prospection pour les minéralisations filoniennes à F-Pb-Zn-Ag dans la Meseta occidentale.

Références bibliographiques

- Adil, S., Bouabdellah, M., Grandia, F., Cardellach, E., Canals, A., **2004**. Caractérisation géochimique des fluides associés aux minéralisations Pb-Zn de Bou Dahar (Maroc). C.R. Geoscience, 336, pp. 1265-1272
- Ahmed, H. A., Arai, S., Abdel-Aziz, Y.M., Ikenne, M., Rahimi, A., **2009**. Platinum-group elements distribution and spinel composition in podiform chromitites and associated rocks from the upper mantle section of the Neoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco. Journal of African Earth Sciences, 55, pp 92-104
- Aït El Amiri, A., **1996**. Le complexe magmatique de Zaer (Maroc Central Oriental) : cartographie, pétrographie, géochimie et signification géodynamique. Thèse de 3ème cycle de l'Université Mohamed V de Rabat, 187p.
- Ahmed, H. A., Arai, S., Abdel-Aziz, Y.M., Ikenne, M., Rahimi, A., **2009**. Platinum-group elements distribution and spinel composition in podiform chromitites and associated rocks from the upper mantle section of the Neoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco. Journal of African Earth Sciences, 55, pp 92-104
- Ajaji, T., Weis, D., Giret, A., Bouabdellah, M., **1995**. Le massif de Tannecherfi : mise en évidence de deux séries magmatiques d'âge différent. Réunion Extraordinaire de la Société Géologique de France, Marrakech, p.9
- Ajaji, T., Weis, D., Giret, A., Bouabdellah, M., **1998**. Coeval potassic and sodic calc-alkaline series in the post-collisional Hercynian Tanncherfi intrusive complex, northeastern Morocco: geochemical, isotopic and geochronological evidence. Lithos, 45, pp. 371-393
- Agard, J., Balcon, J.-M., Morin, Ph., **1958**. Etude géologique et métallogénique de la région minéralisée du Jebel Aouam (Maroc Central). Notes et mémoires du service géologique du Maroc, 132, 111 pp.
- Amrhar, M., Bouabdelli, M., Piqué, A., **1997**. Les marqueurs structuraux et magmatiques de l'extension crustale dans le Haut Atlas occidental (Maroc) au Dogger, témoins de l'évolution de la marge orientale de l'Atlantique central. C.R. Acad. Sci. Paris, 324, pp. 119-126

- Amrhar, M., **2002**. Paleocontraintes et deformation syn- et post-collision Afrique-Europe identifiées dans la couverture mesozoïque et cenozoïque du Haut Atlas occidental (Maroc). *Compte rendus Géoscience*, 334(4), pp. 279-285
- Andersen, T., **1986**. Compositional variation of some rare earth minerals from the Fen complex (Telemark, SE Norway): implications for the mobility of rare earths in a carbonatite system. *Mineral. Mag.* Vol. 50, pp. 503-509
- Andrews, J.N., **1985**. The isotopic composition of radiogenic helium and its use to study groundwater movement in confined aquifers. *Chemical Geology*, 49, pp.339-351.
- Andritsky, G., Anguermeir, H., **1975**. Mission géologique allemande au Maroc. Inventaire des indices minéralisés sur la feuille d'Oulmès. Rapport BRPM inédit.
- Auajjar, J., Boulègue, J., **1999**. Les minéralisations Pb-Zn (Cu) Ba du socle paléozoïque de la plate-forme liasique du district du Tazzeke (Taza, Maroc oriental): une synthèse. *Chroniques de la Recherche Minière*, 536-537, pp. 121-135
- Auajjar, J., Boulègue, J., **2002**. Dolomites in the Tazekka Pb-Zn District, Eastern Morocco: polyphase origin from hydrothermal fluids. *Terra Nova*, 14, pp. 175-182
- Aujjar, J., Norohna, F., **2011**. The role of brines on genesis of Pb-Zn-Ba mineralization in basement and in cover: the example of Tazekka Pb-Zn district, eastern Morocco. *Cadernos Lab. Xeoloxico de Laxe Coruña*, 36, pp. 25-40
- Ault, W., Senechal, R., Erlebach, W., **1970**. Isotopic composition as a natural tracer of lead in the environment. *Environmental Science & Technology*, 4, pp. 305-313.
- Bamoumen, H., Aarab, M. Soulaïmani, A., **2008**. Evolution tectono-sédimentaire et magmatique des bassins viséen supérieur d'Azrou-Khenifra et des Jebilet orientales (Meseta marocaine). *Estudio Geologicos*, 64 (2)
- Barakat, A., Marignac, C., Boiron, M.C., Bouabdelli, M., **2002**. Caractérisation des paragenèses et des paléocirculations fluides dans l'indice d'or de Bléida (Anti-Atlas, Maroc). *Comptes Rendus Geoscience*, 334, pp 35-41
- Barodi, E., Chbihi, A., **1998**. Le gisement stennifère d'Achmmach, Maroc. *Chroniques de la Recherche Minière*, 531-532, pp. 55-63.

- Baudin, T., Chèvremont, P., Razin, P., Thieblemont, Rachdi, H., Roger, J., Benhaouch, R., Winckel, A., **2001**. Carte géologique du Maroc au 1/50 000. Feuille d'Oulmès. Notes et Mémoires du Service Géologique, 410 bis, 77p.
- Beaudoin, G., Sangster, D.F., **1992**. A Descriptive Model for Silver-Lead-Zinc Veins in Clastic Metasedimentary Terranes. *Economic Geology*, 87, pp. 1005-1021
- Belkabir, A., Gibson, H.L., Marcoux, E., Lentz, D., Rziqi, S., **2008**. Geology and wall rock alteration at the Hercynian Draa Sfar Zn-Pb-Cu massive sulphide deposit, Morocco. *Ore Geology Review*, 33, pp. 280-306
- Ben Abbou, M., Soula, J.C., Brusset, S., Roddaz, M., N'Tarmouchant, AL, Driouch, Y., Christophoul, F., Bouabdelli, M., Majesté-Menjoulas, C., Béziat, D., Debat, P., Déramond J., **2001**. Contrôle tectonique de la sédimentation dans le système de bassins d'avant-pays de la Meseta marocaine. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 332, pp. 703-709
- Beraâouz, E.H., Platevoet, B., Bonin, B., **1994**. Le magmatisme mésozoïque du Haut Atlas (Maroc) et l'ouverture de l'Atlantique Central. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 318 (2), pp.1079-1085.
- Berkhil, M., Vachard, D., Paicheler, J.C., Tahiri, A., Saidi, M., **2000**. Le Carbonifère inférieur de la région d'Agouraï (Nord du Maroc central) : faciès, biostratigraphie et paléogéographie. *Géol.mediterr.*, 27, pp. 71-79
- Bermanec, V., Tibljas, D., Gessner, M., Kniewald, G., *Monazite in Hydrothermal Veins from Alinci, Yugoslavia*. *Mineralogy and Petrology*, Vol. 38, pp.139-150 (**1988**)
- Bernard, A., Maier, O., Mellal, A., **1988**. Aperçu sur les amas sulfurés massifs des hercynides marocaines. *Mineralium Deposita*, 23, pp. 104-114.
- Bertrand, H., Dostal, J., Dupuy, C., **1982**. Geochemistry of Early Mesozoic tholeiites from Morocco. *Earth Planetary Science Letter*, 58, pp. 225-239
- Bertrand, J.M., Paquette, J.L., Guillot, F., Permian zircon ages in the Gran Paradiso massif: revisiting post-Variscan events in the Western Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 2006, 85 (1), pp.15-29
- Billaud, P., **1977**. Les structures tectoniques panafricaines du gisement de cuivre de Bleïda (Anti-Atlas, Maroc). Thèse de 3ème cycle, Université de Montpellier, France

- Blamart, D., Boutaleb, M., Sheppard, S.M.F., Marignac, C., Weisbrod, A., **1992**. A comparative thermobarometric (chemical and isotopic) study of a tourmalinisation pelite and Sn-Be vein, Walmès, Morocco. *European Journal of Mineralogy*, 4, pp., 355-368
- Boher, M., Abouchami, W., Michard, A., Albarède, F., Arndt, N., **1992**. Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *Journal of Geophysics Research*, 97, pp., 345-369.
- Bouabdellah, M., Brown, A., Sangster, D.F., Heroux, Y., **1997**. Environnement géologique des minéralisations à Pb-Zn-Ag de type Mississippi valley de Beddiane, district de Touissit-Bou Beker (Maroc nord oriental). *Notes et mémoires du Service Géologique du Maroc*, 388, pp. 227-237
- Bouabdellah, M., Fontboté, L., Haeberlin, Y., Llinares, L., Leach, D., Spangenberg, J., **1999**. Zoned sulphur isotope signatures at the Mississippi Valley-type Touissit - Bou Beker - El Abed District (Morocco - Algeria) - Evidence for thermochemical sulphate reduction and mixing of sulphur sources. *In*: Stanley et al. (eds. 1999) *Mineral deposits: processes to processing*, Balkema, Amsterdam, pp.821-824
- Bouabdellah, M., Boudchiche, L., Ouahhabi, B., Baba, M., Naciri, T., **2002**. Les minéralisations plombo-zincifères de Bou-Dahar (Haut -Atlas oriental) : un exemple de minéralisation de type Mississippi Valley. *In*: 19ème Colloq. Afr. Géol. Maroc, p.37
- Bouabdellah, M., Sangster, D.F., Leach, D.L., Brown, A.C., Johnson, C.A., Emsbo, P., **2012**. Genesis of the Touissit-Bou Beker Mississippi Valley-Type District (Morocco - Algeria) and its relationship to the Africa-Europe Collision. *Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology*, 107, pp.1-30.
- Bouabdelli, M., **1989**. Tectonique et sédimentation dans un bassin orogénique : Le sillon viséen d'Azrou-Khénifra (Est du massif hercynien central du Maroc). Thèse d'état, Fac. Sci. Univ. Strasbourg, 262p
- Bouabdelli, M., Piqué, A., **1996**. Du bassin sur décrochement au bassin d'avant-pays: Dynamique du bassin s'Azrou-Khenifra (Maroc hercynien central). *Journal of African Earth Sciences*, 23, pp. 213-224
- Brannon, J., Cole, S., Podosek, F., Ragan, V., Coveney Jr., R., Malcolm W. Wallace, Bradley, A., **1999**. Th-Pb and U-Pb Dating of Ore-Stage Calcite and Paleozoic Fluid Flow. *Science*, 26 (271), pp. 491-493

- Brown, A., **1997**. Global-scale constraints on the formation of sediment-hosted stratiform copper deposits. Acad. Roy. Sci. Outre-Mer, Colloque International Cornet, Belgique, 93-102
- Brueckner, H., Elhaddad M. A., Hamelin B., Hemming S., Kröner A., Reisberg L., and Seyler M., **1995**. A Pan African origin and uplift for the gneisses and peridotites of Zabargad Island, Red Sea: A Nd, Sr, Pb, and Os isotope study, J. Geophys. Res., 100(B11), pp. 22283–22297
- Burnard P., Farley K., Turner G., **1998**. Multiple fluid pulses in a Samoan harzburgite. Chemical Geology, 147, pp. 99-114.
- Burnard, P.G., Hu, R., Turner, G., Br, X.W., **1999**. Mantle, crustal and atmospheric noble gases in Ailaoshan Gold deposits, Yunnan Province, China. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63(10), pp. 1595-1604.
- Burnard, P.G., Polya, D.A., **2003**. Importance of mantle derived fluids during granite associated hydrothermal circulation: He and Ar isotopes of ore minerals from Panasqueira. Geochimica and Cosmochimica Acta, 68 n° 7, pp. 1607-1615.
- Campbell, A., Larson, P., **1998**. Introduction to stable isotope applications in hydrothermal Ore Deposits. Reviews in Economic Geology, 6, pp. 173-193
- Castornia, F., Masi, U., **2000**. Sr-isotopic composition of siderite for assessing the origin of mineralizing fluids: the case study from the Jebel Awam deposit (Central Morocco). Ore Geology Reviews, 17, pp. 83-89
- Castornia, F., Masi, U., **2008**. REE and Nd-isotope evidence of the origin of siderite from the Jebel Awam deposit (Central Morocco). Ore Geology Reviews, 34, pp. 337-342
- Catchpole, H.P., **2011**. Porphyry-related polymetallic mineralisation in the Morococha district, central Peru: mineralisation styles, timing and fluid evolution. Thèse de Doctorat de l'Université de Genève, 192p.
- Chbihi, A., Gmira, A., **1998**. La fluorine au Maroc, cas de la mine d'El Hammam. Chroniques de la recherche minière, 531-532, pp. 117-126.
- Chalot-Prat, F., **1990**. Pétrogenèse d'un Volcanisme Intracontinental Tardi-orogénique Hercynien : Etude du Complexe Volcanique Carbonifère du Tazekka et de Zones Volcaniques Comparables dans le Mekam et la Région de Jerada (Maroc oriental). Université Pierre et Marie Curie, Paris VI

- Chalouan, A., Michard, A., **2004**. The Alpine Rif Belt (Morocco): a case of mountain building in a subduction-subduction-transform fault triple junction. *Pure applied Geophysics*, 161, pp. 489-519
- Cheilletz, A., Zimmermann, J.L., **1982**. Datations par la méthode K-Ar du complexe intrusif et des minéralisations en tungstène du Jbel Aouam (Maroc Central). *C.R. Acad. Sci., Paris, Ser. II*, 295, pp. 255-258
- Cheilletz, A., **1984**. Contribution à la géologie du district polymétallique (W-Mo-Cu-Pb-Zn-Ag) du Djebel Aouam (Maroc Central). Application à la prospection des gisements de tungstène. Thèse d'Etat de l'Institut National Polytechnique de Lorraine.
- Cheilletz, A., Isnard, P., **1985**. Contribution à la prospection des gisements hydrothermaux de tungstène sur l'exemple du district polymétallique W-Pb-Zn-Ag du Jbel Aouam (Maroc Central). *Mineralium Deposita*, 20, pp. 220-230
- Cheilletz, A., Levresse, G., Gasquet, D., Azizi Samir, M.R., Zyadi, R., Archibald, D., **2002**. The Imiter epithermal silver deposit: a giant neoproterozoic epithermal mineralization in the Anti-Atlas, Morocco. *Mineralium Deposita*, 37, pp. 772-781
- Cheilletz A., Gasquet D., Filali F., Archibald DA., Nespolo M., **2010**. A late Triassic $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age for the El Hammam high-REE fluorite deposit (Morocco): mineralization related to the Central Atlantic Magmatic Province? *Mineralium Deposita* 45, pp.323-329
- Cherniak, DJ, Hancher, JM, Watson, EB., **1997**. Rare-earth diffusion in zircon. *Chemical Geology*, 134, pp. 289-301
- Cetiner, Z.S., Wood, S.A., Gammons, C.H., **2005**. The aqueous geochemistry of the rare earth elements. Part XIV. The solubility of rare earth element phosphates from 23 to 150°C. *Chemical Geology*, Vol. 217, Issues 1-2, pp. 147-169
- Chèvremont, Ph., Blein, O., Razin, Ph., Baudin, T., Barbanson, L., Gasquet, D., Soulaïmani, A., Admou, H., Youbi, N., Bouabdelli, M., Anzar-Conseil, **2013**. Notice explicative carte géol. Maroc (1/50 000), feuille Bou Azer, Notes et Mémoires Serv. Géol. Maroc, 535 bis, MEM/BRGM. Carte géologique par Blein, O., Chèvremont, Ph, Razin, Ph., Baudin, T., Gasquet, D.,

- Compston, W., Williams, I., Meyer, C., **1984**. U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass resolution ion microprobe, *Proc. 14th Lunar and Planet.Sci. Conf., Part 2, Geophys. Res.* 89 B:525-534
- Copjakova, R., Novak, M., Francu, E., **2011**. Formation of authigenic monazite-(Ce) to monazite-(Nd) from Upper Carboniferous graywackes of the Drahany Upland: Roles of the chemical composition of host rock and burial temperature. *Lithos*, 127 (1-2), pp. 373-386
- Craig, H., **1957**. Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 12, pp.133-149
- Crespo-Blanc, A., Frizon de Lamotte, D., **2006**. Structural evolution of the External Zones derived from the Flysch Trough and the South Iberian and Maghrebien paléomargin around the Gibraltar Arc: a comparative study. *Bulletins de la Société de Géologie de Grance*, 177, pp. 267-282
- Debon, F., Le Fort, P., **1988**. A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. *Bulletin de mineralogy*, 111, pp. 493-510
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., **1992**. An introduction to the rock-forming minerals. *Library of Congree Catalogine-Publication Data-2ndedition*
- Deklerk, R., Burke, M., 2008. Yukon Mineral Property Update. Yukon Geological Survey, 94 p.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M., **1980**. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chemical geology*, 29, pp. 183-210
- Deloule E., Gariépy C. and Dupré B., **1989**. Metallogenis of the Abitibi greenstone belt of Canada : a contribution from the analysis of trace lead in sulfide minerals : *Can. J. Earth Sci.*, 26, 2529-2540.
- Deloule, E., Alexandrov, P., Cheilletz, A., Laumonier, B., Barbey, P., **2002**. In situ U-Pb zircon ages for Early ordovicianmagmatism in the Eastern Pyrénées, France: the Canigouorthogneisses. *Int. J. EarthSci*, 91, pp. 398-405
- Dempster, T., Hay, D, Bluck, B., **2004**. Zircon growth in slate. *Geology*, 32, pp. 221-224

- Despujols, P., Termier, H., **1946**. Introduction à l'étude de la métallogénie et à la prospection minière. Notes et mémoires Service géologique du Maroc, 66, 199 pp.
- Desteucq, C., **1974**. Le système filonien du Jbel Aouam (Maroc Central) ; essai d'interprétation structurale. Thèse de 3ème cycle de l'Université Paul Sabatier de Toulouse
- Eddebbi, A., Saquaque, A., Kersit, M., Chbihi, A., **1998**. L'amas sulfuré de Hajar (Guemassa, Maroc). Chroniques de la Recherche minière, 531-532, pp. 45-54
- Eldursi, K., **2009**. Peri-granitic circulations and mineralization: 2D/3D Coupled Numerical Modeling, applications in the Mining District of Tighza (Central Morocco). Thèse de l'Université d'Orléans
- El Hadi, H., Simancas, J.F., Tahiri, A., Gonzalez Lodeiro, F., Azor, A., Martinez Poyatos, D., **2006**. Comparative review of the Variscan granitoids of Morocco and Iberia: proposal of a broad zonation. Geodinamica Acta, 19/2, pp. 103-116
- El Hadi, H., Tahiri, A., Simancas, J.F., Gonzalez Lodeiro, F., Azor, A., Martinez Poyatos, D., **2006**. Un exemple de volcanisme calco-alcalin de type orogénique mis en place en contexte de rifting (Cambrien de l'Oued Rhebar, Meseta occidentale, Maroc). C.R. Geoscience, 338, pp.229-236
- El Hadi, H., Simancas, J.F., Martínez-Poyatos, D., Azor, A., Tahiri, A., Montero, P., Fanning, C.M., Bea, F., González-LodeiroGalley, F., **2010**. Structural and geochronological constraints on the evolution of the Bou Azzer Neoproterozoic ophiolite (Anti-Atlas, Morocco). Precambrian Research, 182, pp 1-14
- El Hassani, A., **1994**. Stratigraphie et environnement sédimentaire du Bloc des Sehoul. In: El Hassani, A., Piqué, A., Tahiri, A., (Eds), Le Massif Central marocain et la Meseta orientale: Bull. Inst. Sci. Rabat, 18, pp. 3-9.
- El Maghraoui, L., **1976**. Note technique sur le gisement de wolfram du Zguit (Maroc Central). Rapport BRPM inédit.
- En-Naciri, A., Barbanson, L., Touray, J.C., **1997**. Brine inclusions from the Co-As(Au) Bou Azzer district, Anti-Atlas Mountains, Morocco. Economic Geology, 92, pp. 360-367
- El Ouazzani, A., Zheni, A. and Kido, H., **2002**. Le district polymétallique du Jbel Aouam. *In* : Méthodes et techniques d'exploration minière et principaux gisements au

- Maroc. Projet JICA/BRPM, Barodi, E.B., Watanabe, Y., Mouttaqi, A. and Annich, M. editors, 185-187
- Essaifi, A., **1995**. Relations entre magmatisme - déformation et altération hydrothermale. L'exemple des Jebilet centrales (Hercynien Maroc). Thèse doctorale d'Etat, Université de Marrakech, 331p.
- Essaifi, A., Potrel, A., Capdevila, R., Lagarde, J.L., **2003**. Datation U-Pb : âge de mise en place du magmatisme bimodal des Jebilet centrales (chaîne Varisque, Maroc). Implications géodynamiques. *Compte Rendu des Géosciences*, 335, pp. 193-203
- Essaifi, A., Hibti, M., **2008**. The hydrothermal system of Central Jebilet (Varican Belt, Morocco): A genetic association between bimodal plutonism and massive sulphide deposit? *Journal of African Earth Science*, 50, pp. 188-203
- Essamoud, R., Courel, L., **1998**. Dynamique fluviatile dans la série Westphalo-Permienne de la région de Marrakech (Jebilet orientales et Haouz oriental). In: Médina, F. (Ed.), *Le Permien et le Trias au Maroc : état des connaissances*. Editions PUMAG, Marrakech, pp.43-62
- Essarraj, S., Boiron, M.C., Cathelineau, M., Banks, D.A., Benharref, M., **2005**. Penetration of surface-evaporated brines into the Proterozoic basement and deposition of Co and Ag at Bou Azzer (Morocco): Evidence from fluid inclusions. *Journal of African Earth Sciences*, 41, pp 25-39
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J., O'Nions, R.K., **1978**. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 42, pp.1199-1212
- Faure, G., **1977**. Principles of isotope geology. John Wiley & Sons Inc, 464 p.
- Field, C., Fifarek, R., **1985**. Light stable-isotope systematics in the epithermal environment. *Review in Economic Geology*, 2, pp. 99-128
- Flink, G., 1901. On the minerals from Narsarsuk on the Firth of Tunugdliarfik in southern Greenland. *Medd. Gronland* 24, pp. 7-180
- Förster, H.J., **2000**. Cerite-(Ce) and Thoriansynchysite-(Ce) from the niederbobritzsch Granite, Erzgebirge, Germany: Implications for the differential mobility of the LREE and Th during the alteration. *The Canadian Mineralogist*, 38, pp. 67-79
- Förster, H.J., **2001**. Synchysite-(Y)-synchysite-(Ce) solid solutions from Markersbach, Erzgebirge, Germany: REE and Th mobility during high-T alteration of highly

fractionated aluminous A-type granites. *Mineralogy and Petrology*, 72, pp. 259-280

François, J.M., Regnault, S., Cheilletz, A., **1986**. Mise au point concernant les séries de l'Ordovicien-Silurien-Dévonien inférieur du Djebel Aouam (Maroc Central). *Bulletins de la société géologique de France*, 8, pp.293-297

Frizon de Lamotte, D., Andrieux, J., Guezou, J.C., **1991**. Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Arc bético-rifain : discussion sur les modèles géodynamiques. *Bulletins de la Société de Géologie France*, 196, pp. 611-626

Frizon de Lamotte, D., Crespo-Blanc, A., Saint-Bézar, B., Comas, M., Fernandez, M., Zeyen, H., Ayarza, H., Robert-Charrue, C., Chalouan, A., Zizi, M., Teixwell, A., Arboleya, M.L., Alvarez-Lobato, F., Julivert, M., Michard, A., **2004**. TRANSMED-transect I [Betics, Alboran Sea, Rif, Moroccan Meseta, High Atlas, Jbel Saghro, Tindouf Basin]. In: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G.M., Ziegler, P.A., (Eds.), *The TRANSMED Atlas - The Mediterrean Region from Crust to Mantle*. Springer, Berlin, pp. 91-96

Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Missenard, Y., Khomsi, S., Ruiz, G., Saddiqi, O., Guillocheau, F., Michard, A., **2009**. Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia) : An overview. *Tectonophysics*, 475, pp. 9-28

Galley, A., Hannington, M., Jonasson, I., **2007**. Volcanogenic massive sulphide deposits, *In* Goodfellow, W., ed., *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposits-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5*, pp. 141-161

Gasquet, D., **1991**. Genèse d'un pluton composite hercynien. Le massif du Tichka (Haut Atlas occidental (Maroc). Thèse doctorale d'Etat, Université de Nancy, 413 p.

Gasquet, D., Leterrier, J., Mrini, Z., Vidal, P., **1992**. Petrogenesis of the Hercynian Tichka Plutonic Complex (Western High Atlas, Morocco): Trace element and Rb-Sr and Sm-Nd isotopic constraints. *Earth Planet Science Letter*, 108, pp. 29-44

Gasquet, D., Stussi, J.M., Nachit, H., **1996**. Les granitoïdes hercyniens du Maroc dans le cadre de l'évolution géodynamique régionale. *Bulletins de la société géologique de France*, 167, pp. 517-528

- Gasquet, D., Levresse, G., Cheilletz, A., Azizi-Samir, M.R., Mouttaqi, A., **2005**. Contribution to a geodynamic reconstruction of the Anti-Atlas (Morocco) during Pan-African times with the emphasis on inversion tectonics and metallogenic activity at the Precambrian-Cambrian transition. *Precambrian Research* 140, pp. 157-182.
- Gasquet, D., Bertrand, J.M., Paquette, J.L., Lehmann, J., Ratzov, G., De Ascencao Guedes, R., Tiepolo, M., Boullier, A.M., Scaillet, S., Nomade, S., **2010**. Miocene to Messinian deformation and hydrothermal activity in a pre-Alpine basement massif of the French western Alps : new U-Th-Pb and Argon ages from the Lauzière massif. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181(3), pp. 227-241
- Giuliani, G., Cheilletz, A., Mechiche, M., **1987**. Behaviour of REE during thermal metamorphism and hydrothermal infiltration associated with skarn and vein-type tungsten ore bodies in Central Morocco. *Chemical Geology*, 64, pp. 279-294
- Giuliani, G., Cheilletz, A., Zimmermann, J.L., **1989**. The emplacement, geochemistry and petrogenesis of two central Morocco Hercynian granites. Geotectonic implications. *Journal of African Science*, 9, pp. 617-629
- Grandia, F., Asmerom, Y., Getty, S., Cardellach, E., Canals, A., **2000**. U-Pb dating of MVT ore-stage calcite: implications for fluid flow in a Mesozoic extensional basin from Iberian Peninsula. *Journal of Geochemical Exploration*, 69-70, pp. 377-380.
- Hafid, M., Zizi, M., Bally, A., Ait Salem, A., **2006**. Structural styles of the western onshore and offshore termination of the High Atlas, Morocco. *C.R. Geoscience*, 338, pp. 50-64
- Harmand, C., Laville, E., **1983**. Magmatisme alcalin mésozoïque et phénomènes thermiques associés dans le Haut Atlas central (Maroc). *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 7, pp. 367-376
- Harrison, D., Burnard, P., Turner, G., **1999**. Noble gas behavior and composition in the Mantle: Constraints from the Iceland Plume. *Earth Planet Science Letter*, 171, pp. 199-207
- Henley, R., **1985**. The Geothermal Framework of Epithermal Deposits. *Review in Economic Geology*, 2, pp. 1-21

- Hibti, M., Bouabdelli, M., Mouttaqi, A., Sagon, J.P., **1999**. L'effet du métamorphisme sur les minéralisations sulfurées de la province hercynienne (Meseta sud-occidentale, Maroc). Exemple des gisements sulfurés de Hajjar et de Kettara. *Chroniques de la Recherche Minière*, 536-537, pp. 23-37
- Hoepffner, C., **1978**. Le massif paléozoïque du Tazekka, analyse des déformations liées à un linéament tectonique. *Sci. Géol. Bull. Strasbourg*, 31, pp.33-34.
- Hoepffner, C., **1987**. La tectonique hercynienne dans l'est du Maroc. Thèse doctorale d'Etat, Université de Strasbourg, 280p.
- Hoepffner, C., Soulaïmani, A., Piqué, A., **2005**. The Moroccan Hercynides, *Journal of African Earth Sciences* 43, pp. 144-165
- Hogarth, D.D., Hartree, R., Loop, J., Solberg, T.N., **1985**. *Rare earth element minerals in four carbonatites near Gatineau, Quebec*. *American mineralogist*, Vol. 70, pp. 1135-1142
- Holden, N., Walker, F., **1972**. Chart of the Nucleides. 11th ed. Schenectady, NY : General Electric Co.
- Huen, E., Gramaccioli, C.M., **1969**. Sulla sinchisita di Beura (Ossola). *Natural*, Vol. 60, pp. 193-194
- Huvelin, P., **1977**. Etude géologique et gîtologique du massif hercynien des Jebilet (Maroc occidental). Note et Mémoires Service Géologique Maroc, 232 bis, 307p.
- Inglis, J.D., MacLean, J.S., Samson, S.D., D'Lemos, R.S., Admou, H., Hefferan, K., **2004**. A precise U–Pb zircon age for the Bleïda granodiorite, Anti-Atlas, Morocco: implications for the timing of deformation and terrane assembly in the eastern Anti-Atlas. *Journal of African Earth Sciences*, 39, pp 277-283
- Izart, A., Chèvremont, P., Tahiri, A., El Boursoumi, A., Thieblemont, D., **2001**. Carte Géologique du Maroc 1/50 000 Feuille de Bouqachmir, Mémoire Explicatif. Notes et Mémoires du Service Géologique, 411 bis, 60p.
- Jabour, H., Dakki, M., Nahim, M., Charrat, F., El Alji, M., Hssain, M., Oumalch, F., El Abibi, R., **2004**. The Jurassic depositional system of Morocco, geology and play concepts, *MAPG Mem.* 1, pp 5-39.
- Jahn, B., Cuvellier, H., **1994**. Pb/Pb and U/Pb geochronology of carbonate rocks: an assessment. *Chemical Geology*, 115 (1-2), pp. 125-151

- Janots, E., Berger, A., Gnoss, E., Whitehouse, M., Lewin, E., Pettke, T., **2012**. Constraints on fluid evolution during metamorphism from U–Th–Pb systematics in Alpine hydrothermal monazite. *Chemical Geology*, 326-327, pp., 61-71
- Jebrak, M., **1982**. Les districts à fluorine du Maroc central. *Bull. B.R.G.M.* (2), section II, 2, pp. 211-221
- Jebrak, M., Touray, J.C., Giret, P., **1988**. Geochemical characteristics and genesis of fluorine deposits in Morocco. *Proceed. 7th Quadren. IAGOD Symp. Schweizerbart's, Stuttgart*, pp. 287-295
- Jebrak, M., **1994**. Contribution à l'histoire naturelle des filons (F, Ba) du domaine varisque français et marocain. *Essai de caractérisation structurale et géochimique des filons en extension et en décrochement dans les massifs centraux français et marocains. Thèse de l'Université d'Orléans*, 467p.
- Jebrak, M. **1995**. Le district filonien à Pb-Zn-Ag et carbonates du Jebel Aouam (Maroc central). *Bulletin de minéralogie*, 108 (3-4), pp. 487-498
- Jébrak, M., **1997**. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews*, 12, pp. 111-134
- Jébrak, M., Marcoux, E., **2008**. *Géologie des ressources minérales. Géologie Québec, Société de l'industrie minérale*, 667p.
- Johan, Z., Johan, V., **1993**. Accessory minerals of the Cinovec granitic cupola: behaviour of REE in F- and CO₂-rich fluids. In *Current Research in Geology Applied to Ore Deposits* (P. Fenoll Hach-Ali, J.Torres Ruiz, F.Gervilla, eds.). La Gioconda, Granada, Spain, pp. 625-628
- Jones, A., Genge, M., Carmody, L., **2013**. Carbonate melts and carbonatites. In: Hazen, RM and Jones, AP and Baross, JA, (eds.) **Carbon in Earth**. pp. 280 - 322. Mineralogical society of America: USA.
- Kharaka, Y., Hanor, J., **2003**. *Deep Fluids in the Continents : I. Sedimentary Basins. Treatise on Geochemistry*, 5, pp. 1-48
- Kirstein L. , Timmerman M., **2000**. Evidence of the proto-Iceland plume in northwestern Ireland at 42 Ma from helium isotopes. *Journal of the Geological Society*, London, 157, pp. 923-927

- Knight, KB., Nomade, S., Renne, PR., Marzoli, A., Bertrand, H., Youbi, N., **2004**. The Central Atlantic Magmatic Province at the Triassic-Jurassic boundary : Paleomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence from Morocco for brief, episode volcanism. *Earth Planet Science Letter*, 228, pp. 143-160
- Leach, D., Taylor, R., Fey, D., Diehl, S., Saltus, R., **2010**. A deposit Model for Mississippi Valley-Type Lead-Zinc Ores. US Geological Survey, Scientific Investigations Report 2010-5070-A, 64p.
- Leblanc, M. **1981**. The Late Proterozoic Ophiolites of Bou Azzer (Morocco): Evidence for Pan-African Plate Tectonics. *Developments in Precambrian Geology*, 4, pp 435-451
- Leblanc, M., Lbouabi, M., **1988**. Native silver mineralization along a rodingitized tectonic contact between serpentinite and quartz diorite (Bou Azzer, Morocco). *Economic Geology*, 83 (7), pp.1379-1391.
- Leblanc, M., Moussine-Pouchkine, A., **1994**. Sedimentary and volcanic evolution of a Neoproterozoic continental margin (Bleida, Anti-Atlas, Morocco). *Precambrian Research*, 70, pp 25-44
- Levresse, G., **2001**. Contribution à l'établissement d'un modèle génétique des gisements d'Imiter (Ag - Hg), Bou Madine (Pb - Zn - Cu - Ag - Au) et Bou Azzer (Co - Ni - As - Au - Ag) dans l'Anti Atlas marocain. PhD thesis, INPL, Nancy, France.
- Levresse, G., Cheilletz, A., Gasquet, D., Reisberg, L., Deloule, E., Marty, B., Kyser, K., **2004**. Osmium, sulphur, and helium isotopic results from the giant Neoproterozoic epithermal Imiter silver deposit, Morocco: evidence for a mantle source. *Chemical Geology*, 207, pp. 59-79
- Lottermoser, B.G., **1995**. Rare earth element mineralogy of the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby Downs, South Australia: implications for ore genesis. *Neues Jahrb. Mineral., Monatsh.*, pp. 371-384
- Lozinski, J., **1971**. Synchisite from fossil bones. *Mineral. Polonica*, Vol. 2, pp. 29-35
- Lucas, S., **2003**. Synthèse et comportement thermique (stabilité et frittage) de phosphates de terres rares cériques ou yttriques. Thèse de doctorat de l'Université de Limoges, 158p.
- Lydon, J.W., **2004**. Genetic models for Sullivan and other SEDEX deposits. *//: Sediment-hosted lead zinc sulphide deposits: attributes and models of some major*

- deposits in India, Australia and Canada, *ed.* Deb, M. and Goodfellow, W.D.; Narosa Publishing House, New Delhi India, p.149-190
- Maacha, H., Azizi, R., Bouchta, R., **1998**. Gisement cobaltifère de Bou Azzer (Anti-Atlas) : structure, minéralogie et conditions de genèse. *Chroniques de la Recherche minière*, 531-532, pp. 65-75
- Maksimovic, Z., Panto, G., **1978**. Minerals of the rare earth elements in kartic bauxites ; synchisite-(Nd), a new mineral from Grebnik deposit. In *Bauxites* (S.S. Augusthitis, ed.). Int. Congress on the Study of Bauxites, Alumina and Aluminium Vol.2, Theophrastus Press, Athens, Greece, pp. 540-552
- Marcoux, R., Wadjinny, A. **2005**. Le gisement Ag-Hg de Zgounder (Jebel Siroua, Anti-Atlas, Maroc) : un épithermal néoprotérozoïque de type Imiter. *Comptes Rendus Geoscience*, 337 (16), pp. 1439-1446
- Marcoux, E., Belkabir, A., Gibson, H.L., Lenz, D., Ruffet, G., **2008**. Draa Sfar, Morocco: A Visean (331Ma) pyrrhotite-rich, polymetallic volcanogenic massive sulphide deposit in a Hercynian sediment-dominant terrane. *Ore Geology Reviews*, 33, pp. 307-328
- McHone, J.G., 2000. Non-plume magmatism and rifting during the opening of the central Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, 316, pp. 287-296
- Melcher, F., Thomas Oberthür, T., Dieter Rammlmair, D., **2006**. Geochemical and mineralogical distribution of germanium in the Khusib Springs Cu–Zn–Pb–Ag sulfide deposit, Otavi Mountain Land, Namibia. *Ore Geology Reviews*, 28 (1), pp. 32-56
- Michard, A., **1976**. Eléments de géologie marocaine. Notes et Mémoires Service Géologique Maroc, 252, 458p.
- Michard, A., Gurriet, P., Soudant, M., Albarede, F., **1985**. Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49 (2), pp. 601-610
- Michard, A., Negro, F., Saddiqi, O., Bouybaouene, M.L., Chalouan, A., Montigny, R., Goffé, B., **2006**. Pressure-temperature-time constraints on the Maghrebides mountain building: evidence from the Rif transect (Morocco), Kabylian correlations (Algeria) and geodynamic implications. *C.R. Geoscience*, 338

- Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., Frizon de Lamotte, D., **2008**. Continental Evolution: The Geology of Morocco. Structure, stratigraphy and tectonics of the African-Atlantic-Mediterranean triple junction. Springer-Verlag Berlin Heidelberg
- Michard, A., Soulaïmani, A., Hoepffner, C., Ouanaimi, H., Beidder, L., Rjimati, E.C., Saddiqi, O., **2010**. The South-Western Branch of the Variscan Belt: Evidence from Morocco. *Tectonophysics*, 492, pp. 1-24.
- Mouttaqi, A., Sagon, J.P., **1999**. Le gisement de cuivre de Bleïda (Anti-Atlas central): une interférence entre les processus de remplacement et d'exhalaison dans un contexte de rift. *Chroniques de la Recherche Minière*, 536-537, pp. 5-21
- Mouttaqi, A., Rjimati, E., Maacha, L., Michard, A., Soulaïmani, A., Ibouh, H., **2011**. Les principales mines du Maroc. *Notes et Mémoires du Service Géologique*, 9 (564), 375p.
- Mrini, Z., Rafi, A., Duthou, J.L., Vidal, P., **1992**. Chronologie Rb-Sr des granitoïdes hercyniens du Maroc : conséquences. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 163, pp. 281-291
- Mrini, Z., **1993**. Chronologie (Rb-Sr ; U-Pb) ; traçage isotopique (Sr - Nd - Pb) des sources des roches magmatiques éburnéennes, panafricaines et hercyniennes du Maroc. Thèse doctorale d'Etat, Université de Marrakech, 242 p.
- Nomade, S., Knight, K., Beutel, E., Renne, P.R., Verati, C., Féraud, G., Marzoli, A., Youbi, N., Bertrand, H., **2007**. Chronology of the Central Atlantic Magmatic Province: Implications for the Central Atlantic rifting processes and the Triassic-Jurassic biotic crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244, pp. 326-344
- N'tarmouchant, A., **1991**. Le magmatisme hercynien de la région de Mrirt. Thèse de 3^{ème} cycle de l'Université Sidi Mohamed Ben Abdellah, faculté des sciences de Fès. 169p.
- N'tarmouchant, A., Ribeiro, M.L., Dahire, M., Ben Abbou, M., Driouch, Y., Boushaba, A., Moreira, M.E., Ramos, J.M.F., **2002**. Le magmatisme terminal de la chaîne hercynienne : signification géodynamique d'une association magmatique identifiée dans le carbonifère terminal du Massif hercynien Central Marocain. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 89, pp. 239-248

- Nerci, K., **2006**. Les minéralisations aurifères du district polymétallique de Tighza (Maroc central) : un exemple de mise en place périgranitique tardi-hercynienne. Thèse de l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans en cotutelle avec l'Université du Québec à Montréal, 303 p.
- Ohmoto, H., Rye, R., **1979**. Isotope of sulfur and carbon. *Geochemistry of Hydrothermal deposits*, pp. 509-567
- Ouarhache, D., Charrière, A., Chalot-Prat, F., El-Wartiti, M., **2000**. Sédimentation détritique continentale synchrone d'un volcanisme explosif dans le Trias terminal à infra-Lias du domaine atlasique (Haute-Moulouya, Maroc). *Journal of African Earth Science*, 31, pp. 555-570
- Ouguir, H., Macaudière, J., Dagallier, G., **1996**. Le Protérozoïque supérieur d'Imlil, Saghro oriental, Maroc: un contexte géodynamique d'arrière-arc. *Journal of African Earth Science*, 22, pp. 173-189
- Oukemeni, D., Bourne, J., Krogh, T.E., **1995**. Géochronologie U-Pb sur zircon du pluton d'Aouli, Haute Moulouya, Maroc. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 166, pp.15-21
- Ohmoto, H., Rye, R., **1979**. Isotope of sulfur and carbon. *Geochemistry of Hydrothermal deposits*, pp. 509-567
- Oukemeni, D., **1993**. Géochimie, Géochronologie (U-Pb) du pluton d'Aouli et comparaisons géochimiques avec d'autres granitoïdes hercyniens du Maroc par analyse discriminante. Thèse de doctorat de l'Université du Québec, Montréal
- Oukemeni, D., Bourne, J., Krogh, T.E., **1995**. Géochronologie U-Pb sur zircon du pluton d'Aouli, Haute Moulouya, Maroc. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 166, pp.15-21
- Palfy, J., Mortensen, J., Carter, E., Smith, P., Friedman, R., Tipper, H., **2000**. Timing of the end-Triassic mass extinction: first on land, then in the sea? *Geology*, 28, pp. 39-42
- Pasava, J., **1994**. Geochemistry and the role of anoxic sediments in the origin of the Imlil silver deposit in Morocco. *Vesnik Ceskeho geologickeho ustavu*, 69(1), pp. 1-11

- Petersson, J., Whitehouse, M.J., Eliasson, T., **2000**. Ion microprobe U-Pb dating of hydrothermal xénotime from an episyenite: evidence for rift-related reactivation. *Chemical Geology* 175 (3-4), pp. 703-712
- Pidgeon, R., **1992**. Recrystallisation of oscillatory zoned zircon - some geochronological and petrological implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, pp. 463-472
- Piqué, A., Jeannette, D., Michard, A., **1980**. The western Meseta Shear Zone, a major and permanent feature of the Hercynian belt of Morocco. *J. Struct. Geol.*, 2, pp. 55-61
- Piqué, A., Michard, A., **1981**. Les zones structurales du Maroc hercynien. *Sci. Géol. Bull. Strasbourg*, 34, pp. 89-100
- Piqué, A., Michard, A., **1981**. Moroccan Hercynides, a synopsis. The Paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of West Africa. *Am. J. Sci.*, 289, pp. 286 – 330.
- Platt, J.P., Allerton, S., Kirker, A., Mandevill, C., Mayfield, A., Platzmann, E.S., Rimi, A., **2003**. The ultimate Arc: differential displacement, oroclinal bending, and vertical axis rotation in the External Betic-Rif arc, *Tectonics*, 22, 1017.
- Poitrasson, F., Chenery, S., Bland, D., **1996**. Contrasted monazite hydrothermal alteration mechanisms and their geochemical implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 145 (1-4), pp. 79-96
- Porcelli D., Halliday A.N., **2001**. The core as a possible source of mantle helium. *Earth and Planetary Science Letters*, 192, pp. 45-56
- Rafi, A., **1988**. Approche pétrographique, géochimique et géochronologique (Rb-Sr) des granitoïdes du Maroc oriental. Thèse de 3ème cycle, Université de Marrakech, 113p.
- Ramsay, J., Huber, M., **2003**. The Techniques of Modern Structural Geology, volume 1 : Strain Analysis. Academic Press, Elsevier, 311p.
- Ramussen, B., **2005**. Zircon growth in very low grade metasedimentary rocks : evidence for zirconium mobility at c. 250°C. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150, pp. 146-155

- Robillard, D., **1981**. Etude stratigraphique et structurale du Moyen Atlas septentrional (région de Taza, Maroc). Notes et Service Géologique du Maroc T.42 (308), pp. 101-193.
- Roddaz, M., Brusset, S., Soula, J.C., Debat, P., Ben Abbou, M., Beziat, D., Driouch, Y., Christophoul, F., N'Tarmouchant, A., Deramond, J., **2002**. Foreland basin magmatism in the Western Moroccan Meseta and geodynamic inferences. *Tectonics*, 21, pp.181-198.
- Rollinson, H., **1993**. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. 352p.
- Rubatto, D., Muntener, O., Barnhoorn, A., Gregory, C., **2008**. Dissolution-reprecipitation of zircon at low temperature, high-pressure conditions (Lanzo Massif, Italy). *American Mineralogist*, 93, pp. 1519-1529
- Rudnick, R.L., Gao, S., **2003**. Composition of the continental crust. In *The Crust* (ed. R.L. Rudnick), *Treatise on Geochemistry*, 3 pp 1-64
- Saadi, M., **1982**. Carte structurale du Maroc (1/2 000 000). Notes et mémoires du service géologique du Maroc.
- Sangster, D., Outridge, P., Davis, W., **2000**. Stable lead isotope characteristics of lead ore deposits of environmental significance. *Environmental Reviews*, 8, pp. 115-147.
- Seydoux-Guillaume, A.M., Paquette, J.L., Wiedenbeck, M., Montel, J.M., Heinrich, W., **2002**. Experimental resetting of the U-Th-Pb systems in monazite. *Chemical Geology*, 191 (1-2), pp. 165-181
- Stacey, J.S., Kramers, J.D., **1975**. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26, pp. 207-221
- Steiger, R.H. and Jager, E., **1977**. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters* 36(3), pp. 359-362.
- Stuart, F.M., Burnard, P.G., Taylor, R.P., Turner, G., **1995**. Resolving mantle and crustal contributions to ancient hydrothermal fluids: He-Ar isotopes in fluid inclusions from Dae Hwa W-Mo mineralisation, South Korea. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 59(22), pp. 4663-4673.

- Tahiri, A., **1994**. Tectonique hercynienne de l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès et du synclinorium du Fourhal. Bull. Inst. Sci. Rabat, 18, pp. 125-144.
- Tahiri, A., Simancas, J., Azor, A., Galindo-Zaldivar, J., Lodeiro, F., El Hadi, H., Poyatos, D., Ruiz-Constan, A. **2007**. Emplacement of ellipsoid-shaped (diapiric?) granite: Structural and gravimetric analysis of the Oulmès granite (Variscan Meseta, Morocco). Journal of African Earth Science, 48, pp. 301-313.
- Tahiri, A., El Hassani, A., El Hadi, H., Simancas, F., Lodeiro, F., Azor, A., Poyatos, D., Saidi, A., **2011**. Circuit C13, La Meseta nord-occidentale. In Michard et al. (Eds), Nouveaux guides géologiques et miniers du Maroc, 8, Notes et Mémoires du Service Géologique Maroc, 563, pp. 11-50.
- Tartèse, R., Boulvais, P., Poujol, M., Chevalier, T., Paquette, J-L., Ireland, T., Deloule, E., **2012**. Mylonites of the South Armorican Shear Zone: Insight for crustal-scale fluid flow and water-rock interaction processes. Journal of Geodynamics, 56, pp. 86-107
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., **1985**. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford, U.K. 312 p.
- Termier, H., Owodenko, B., Agard, J., **1950**. Les gîtes d'étain et de tungstène de la région d'Oulmès (Maroc Central). Etude géologique, pétrographique et métallogénique. Notes et Mémoires, 82, Rabat, 328p.
- Teufel, S., Heinrich, W., **1997**. Partial resetting of the U-Pb isotope system in monazite through hydrothermal experiments: An SEM and U-Pb isotope study. Chemical Geology, 30, pp. 1083-1086
- Thomas, R., Fekkak, A., Ennih, N., Errami, E., Loughlin, S., Gresse, P., Chevallier, L., Liégeois, J.P., **2004**. A new lithostratigraphic framework for the Anti-Atlas Orogen, Morocco. Journal of African Earth Science, 39, pp. 217-226
- Tisserant, D., **1977**. Les isotopes du strontium et l'histoire hercynienne du Maroc. Etude de quelques massifs atlasiques et mesetiens. Thèse de 3ème cycle, Université de Strasbourg, 103p.
- Torbi, A., **1996**. Stratigraphie et évolution structurale paléozoïque d'un segment de la Meseta orientale marocaine (Monts du Sud(Est d'Oujda): rôle des décrochements dans la formation de l'olistostrome intraviséen et le plutonisme tardi-hercynien. Journal of African Earth Science, 22(4) pp. 549-563

- Tornos, F., 2006. Environment of formation and styles of volcanogenic massive sulfides: The Iberian Pyrite Belt. *Ore Geology Reviews*, 28 (3), pp. 259-307
- Tuduri, J., Chauvet, A., Ennaciri, A., Barbanson, L., **2005**. Modèle de formation du gisement d'argent d'Imlil (Anti-Atlas oriental, Maroc). Nouveaux apports de l'analyse structurale et minéralogique. *C.R. Géoscience*, 338, pp.253-261
- Van den Bosch, J.W.H., **1981**. Mémoire explicative de la carte gravimétrique du Maroc (provinces du Nord) au 1/500 000^e. Notes et mémoires du service géologique du Maroc, 234 bis, 219p
- Verati, C., Rapaille, C., Féraud, G., Marzoli, A., Bertrand, H., Youbi, N., **2007**. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and duration of the Central Atlantic Magmatic Province volcanism in Morocco and Portugal and its relation to the Triassic-Jurassic boundary. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 244, pp. 308-325
- Vielreicher, N., Groves, D., Fletcher, I., McNaughton, N., Rasmussen, B., **2003**. Hydrothermal Monazite and Xenotime Geochronology: A new direction for precise dating of Orogenic Gold Mineralization. *Society of Economic Geologists Newsletter*, 53, pp. 1-16
- Wadjinny, A., **1998**. Le plomb au Maroc : cas des districts de Touissit et de Jbel Aouam. *Chroniques de la recherche minière*, 531-532, pp.9-28
- Wall, F., Mariano, A.N., **1996**. Rare earth minerals in carbonatites: a discussion centred on the Kangankunde Carbonatite, Malawi. In *Rare Earth Minerals: Chemistry, Origin and Ore Deposits* (A.P. Jones, F.Wall & C.T. Williams, eds.). Chapman & Hall, London, U.K., pp.193-225
- Watanabe, Y., **2001**. Timing of volcano-sedimentary massive sulfide and vein-type Pb-Zn mineralization in the western meseta of Morocco: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *exploration Technology and interpreting methods Part IV*, JICA-B.R.P.M. project (1998-2002)
- Watanabe, Y., **2002**. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronologic Constraints on the Timing of Massive Sulfide and Vein-Type Pb-Zn Mineralization in the Western Meseta of Morocco. *Economic Geology*, 97, pp. 145 – 175
- Wiendenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W., Meier, M., Oberli, F., Von Quadt, A., Roddick, J., Spiegel, W., **1995**. Three natural zircon standards for U-Th-Pb,

Lu-Hf, trace elements and REE analyses. *Geostandard Newsletters* 19, pp. 1-23

William-Jones, A., Samson, I., Ault, K., Gagnon, J., Fryer, B., **2010**. The Genesis of Distal Zinc Skarns: Evidence from the Mochito Deposit, Honduras. *Economic Geology*, 105 (8), pp. 1411-1440

Youbi, N., Cabanis, B., Chalot-Prat, F., Cailleux, Y., **1995**. Histoire volcano-tectonique du massif permien de Khénifra (Sud-Est du Maroc Central). *Geodinamica Acta* (Paris), 8 (3), pp. 158-172

Youbi, N., Bellon, H., Marzin, A., Pique, A., Cotten, J., Cabanis, B., **2001**. Du cycle orogénique hercynien au pré-rifting de l'Atlantique central au Maroc occidental : les microdiorites des Jbilet sont-elles des marqueurs magmatiques de ce passage ? *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 333, pp. 295-302

Youbi, N., Martini, L.T., Munha, J.M., Ibouh, H., Madeira, J., Chayeb, A., El Boukhari, A., **2003**. The Late Triassic-Early Jurassic volcanism of Morocco and Portugal in the geodynamic framework of the opening of the Central Atlantic ocean. In: Hames, W.E., McHone, J.G., Renne, P.R., Ruppel, C. (Eds.), *The Central Atlantic Magmatic Province: Insights From Fragments of Pangea*. AGU, Geophysical Monograph, 136, pp. 179-207

Zheng, Y.F., **1999**. Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. *Geochemical Journal*, 33, pp.109-126

ANNEXE 1 : Liste des échantillons

Nom	Origine	Coordonnées (Lambert/WGS84)			Description
Filons					
Tz10/01	Haldes W1N				Minéralisation pyrite + mispickel + wolframite dans gangue de quartz (haldes W1N)
Tz10/02	Haldes W1N				Pyrites automorphes dans encaissant altéré (haldes W1N)
Tz10/03	Haldes W1N				Même chose que Tz10/02
Tz10/06	FS st.18	478060	284206	547	Filon à Mispickel perment Nord
Tz10/07	FS st.18	478060	284206	547	Filon à Mispickel perment Sud
Tz10/08	FS st.18	478132	284251	547	Filon à qtz recoupant filon à carbonate dans encaissant ordovicien cornéen
Tz10/09	FS st.18	478132	284251	547	Filon minéralisé à calcite + galène + sidérite ± fluorine ± pyrite
Tz10/16	SA 8R				Quartz bréchifié repris dans filon
Tz10/17	SA 8R				Ankérîte quartz
Tz10/18	SA 8R				Sidérite quartz ?
Tz10/19	SA 8R				Filon à mispickel
Tz10/22	SA 9R	477350	28718	790	Sidérite + qtz de remplissage de filons recoupant strati + microgranite
Tz10/23	SA 9R	477350	28718	790	Même que Tz10/22 recoupé par phase à calcite + pyrite tardive
Tz10/24	SA 9R	477350	28718	790	Filon secondaire à galène + quartz + calcite + pyrite
Tz10/25	SA 9R	477465	28600	790	Stockwork de calcite (tardive à SA) dans flysch très sombre (MO?) U!
Tz10/28	IA 10R				Calcite tardive remplissant un filon lenticulaire, appartenant à un système de filons à calcite recoupant les dykes magmatiques
Tz10/29	IA 13R				P1 (stérile) à sidérite-quartz bréchifiée par la phase tardive à calcite/pyrite
Tz10/30	IA 13R				Ankérîte plus fins liserés de minéralisation
Tz10/31	IA 13R				Brèche à éléments de sidérite - ankérîte - sulfures Pb-Zn et ciment de calcite-pyrite
Tz10/32	IA 13R				Brèche à ciment de calcite et éléments d'ankérîte (plus Ankérîte/sphalérite)
Tz10/33	IA 13R				Brèche à sidérite et éléments de quartz et encaissant
Tz10/34	IA 13R				Calcite tardive de remplissage de brèche
Tz10/35	SA 9R				Ankérîte minéralisée rubanée avec Pyrite tardive
Tz10/36	SA 9R	477400	28540	790	Brèche à sidérite-quartz minéralisée et éléments d'encaissant prélevée proche filon
Tz10/37	SA 9R	477400	28540	790	Brèche à sidérite-quartz minéralisée et éléments d'encaissant prélevée à 4-5m du filon
Tz10/38	FS	478237	284830	757	Filon toit minéralisé de direction N75, pdg Sud). Brèche à sidérite + quartz (clastes encaissants), sidérite (souvent oxydée), sulfures (sphalérite+ galène) et cœur de quartz
Tz10/39	FS	478217,417	284803,18	732	Filon C2 toit

Nom	Origine	Coordonnées (Lambert/WGS84)			Description
Filons					
Tz10/43	FS	478119	284580	657	Filon C2 principal (queue de filon) encaissé dans cornéennes de faible degré (flysch ordovicien) altéré, riche en Zn mais pauvre (relatif) en Pb. Peu de calcite mais bcp de quartz, encaissant altéré
Tz11/05	Haldes F. Sb Ba	33.17648	05.65354	1111	Bloc massif de Stibine dans gangue de quartz
Tz11/06	Haldes F. Sb Ba	33.17719	05.65296	1184	Brèche hydraulique à quartz + stibine
Tz11/07	Haldes F. Sb Ba	33.17648	05.65354	1111	Brèche à quartz pyramidaux peignes
Tz11/08	Haldes F. Sb Ba	33.17719	05.65296	1184	Stockwork de stibine
Tz11/09	Haldes FP	33.17159	05.64720	1139	Bloc de sidérite oxydée recoupée par des filonnets de galène
Tz11/10	Haldes FP	33.17159	05.64720	1139	Gros bloc de sidérite (ankerite ?) à filonnets de quartz + galène
Tz11/11	Haldes FP	33.17159	05.64720	1139	Brèche à éléments de sidérites oxydées et encaissants
Tz11/12	Haldes FP	33.17159	05.64720	1139	Brèche à éléments de sidérite + galène + pyrite
Tz11/13	Haldes FP	33.17159	05.64720	1139	Filon avec encaissant/sidérite/galène/sidérite
Tz11/14	Haldes FP	33.17159	05.64720	1139	Siderite + galène
Tz11/15	Haldes FP	33.17159	05.64720	1139	Blocs de galène +/- massive
Tz11/16	Haldes FP	33.17159	05.64720	1139	Petit bloc de pyrite oxydée
Tz11/17	Faille Tz	33.18520	05.63316	1119	Barytine rose à crêtes tardive en remplissage de lentille (N80.), bordée aux épontes par des quartz peignes pyramidaux
Tz11/18	Faille Tz	33.18462	05.63515	1101	Produits noirs à déterminer dans brèche à ciment de quartz massif et éléments d'encaissants
Tz11/19	Faille Tz	33.18455	05.63686	1132	Phases d'altération des sulfures de deux types : rouge (oxydes) et jaunes
Tz11/22	Haldes W1N	33.16147	05.64030	1240	Bloc à mispickel dans une gangue de quartz, facies très oxyde
Tz11/23	Haldes W1N	33.16147	05.64030	1240	Mispickel automorphe dans gangue de quartz + quartz pyramidaux à bipyramidaux
Tz11/24	Haldes W1N	33.16147	05.64030	1240	Minerais de mispickel massif ± altéré dans gangue de quartz
Tz11/25	Filon Ba	33.16544	05.63655	1192	Barytine rose (oxydée) du filon à Barytine
Tz11/29	Sondage FP	33.10254	05.38375	1156	Filon stérile à hématite, ankérite/sidérite + géode de carbonate gris + quartz (74,9-75,1 m)
Tz11/30	Sondage FP	33.10254	05.38375	1156	Brèche à hématite + pyrite + quartz + morceau d'encaissant
Tz11/31	Sondage FP	33.10254	05.38375	1156	1ere veine de quartz recoupée par du mispickel et de la pyrite puis recoupe par veinules de calcite (< 1mm)
Tz11/32	Sondage FP	33.10254	05.38375	1156	Filon minéralise dans sa partie supérieure, à brèche de sidérite + ankérite + quartz et ciment de sidérite et galène (sondage = 120,75 à 120,9 m)
Tz11/33	Sondage FP	33.10254	05.38375	1156	Brèche à éléments de fragments de brèche [ciment = hématite/qtz rubanés + pyrite + encaissant + sulfures ± qtz] et ciment d'ankérite + quartz (sondage = 120,3 à 121,2 m)

Nom	Origine	Coordonnées (Lambert/WGS84)			Description
Filons					
Tz11/34	Sondage FP	33.10254	05.38375	1156	Brèche à éléments d'encaissant et à deux ciments : 1-galène et 2-calcite (P3?) (sondage = 121,2 à 121,4 m)
Tz11/35	Filon Ba	33.16544	05.63655	1192	Quartz + encaissant + biotites + hématite + pyrite + mispickel (appartient à un filon à qtz du système W)
Tz11/36	Filon Ba	33.16544	05.63655	1192	Mispickel + pyrite (+/- chalcopyrite) dans une gangue de quartz, échantillon assez caractéristique du filon W-qtz
Tz11/37	FS 12R	33.15387221	05.63701296	607	Phlogopite dans lentille orientée N45.E recoupée par des veinules de quartz du système à W
Tz11/38	FS 12R	33.15387221	05.63701296	607	Encaissant de silurien cornéifié échantillonné à environ 40m du filon à Pb-Zn et recoupe par des filonnets à qtz du système W (~150m sous Tz11-26,27,28)
Tz11/39	FS 12R	33.15494356	05.63605202	607	Filon oriente N110.E à W-qtz avec pyrite échantillonné à ~60cm du filon Pb-Zn
Tz11/40	FS 12R	33.15494356	05.63605202	607	Encaissant de silurien cornéifié échantillonné au contact avec le filon Pb-Zn, encaissant recoupe par un réseau de filons à quartz analogues à Tz11/39
Tz11/41	FS 12R	33.15494356	05.63605202	607	Echantillon de sphalérite noire du filon Pb-Zn
Tz11/42	FS 13R	33.19035182	05.66789116	557	Filon Pb-Zn à ankérite/galène/sidérite (rubans) en bandes dans zone de pincement du filon (20-30 cm). La sidérite est en fins rubans (5cm) dans la galène massive, aux épontes du filon et l'ankérite est au cœur du filon
Tz11/43	FS 13R	33.19035182	05.66789116	557	Galène et sphalérite noire + quartz
Tz11/44	FS 13R	33.19035182	05.66789116	557	Galène + (ankérite ?) barytine automorphe en remplissage géodique du filon, dans une zone d'ouverture max (~1m)
Tz11/45	FS 10R				Carbonates ± quartz ± sulfures de la structure 25 ("non minéralisée"), filon N30.E subvertical vers l'W - enc = ordov cornéifié
Tz11/46	FS 10R				Même chose que Tz11/45 + quartz géodique pyramidal - enc = ordov cornéifié
Tz11/47	FS 10R				Filon à sidérite partiellement oxydée de la phase P1 (±quartz) - enc = ordov cornéifié
Tz11/48	SA 6-7R	33.13759432	05.64451400	922	Calcite géodique (P3c)
Tz11/49	SA 6-7R	33.13759432	05.64451400	922	Ankérite + liserés de pyrite ± galène disséminée. L'ankérite semble tardive / galene. Encaissant (ordov) tres fracture par la P1s
Tz11/50	SA 6-7R	33.13759432	05.64451400	922	Géode de calcite P3c + liseré de sphalérite + galène massive (présence de pyrite P3)
Tz11/51	SA 6-7R	33.13759432	05.64451400	922	Calcite géodique tardive (P3c) + pyrite en bandes ± sphalérite + galène massive
Tz11/52	SA 6-7R	33.13759432	05.64451400	922	Pyrite tardive P3 recoupe tout le reste (P1 et P2) + calcite géodique (automorphe) P3
Tz11/53	SA 6-7R	33.13759432	05.64451400	922	Calcite ± ankérite automorphe à gros cristaux + pyrite + sphalérite ± galène échantillonné dans l'éponte toit du filon
Tz11/54	SA 6-7R	33.13759432	05.64451400	922	Sphalérite noire + Galène
Tz11/55	SA 6-7R	33.13759432	05.64451400	922	Encaissant pris dans sidérite précoce + pyrite dans géodes (P3). Encaissant très fracturé jusqu'à bréchifié (B.hydraulique), recoupe par sidérite P1s et calcite + pyrite (P3c)
Tz11/56	SA 6-7R	33.13893797	05.64237349	792	Ankérite + sidérite (brèche) stériles échantillonnés au mur du filon
Tz11/57	IA 4R	33.14174959	05.62457262		Sphalérite noire
Tz11/58	IA 4R	33.14174959	05.62457262		Pyrite (chalcopyrite ?) + sphalérite + quartz ± calcite (?)
Tz11/59	IA 4R	33.14174353	05.62789631		Morceau de filon minéralisé + gangue + phases P3 tardives (pyrite)
Tz11/60	IA 4R	33.14174353	05.62789631		Galène + sphalérite

Nom	Origine	Coordonnées (Lambert/WGS84)			Description
Filons					
Tz11/61	Filon B3	33.14956	05.63611	1380	Morceau de filon oxyde à quartz + jaspe (?) + Fe-oxydes (résidus de sulfures)
Tz11/62	Filon B3	33.14956	05.63611	1380	Quartz + oxydes + hématite +/- sulfures (mispickel ou galène ?) +/- barytine
Tz11/63	Filon B3	33.14956	05.63611	1380	Barytine ± sulfures (mispickel ? galène ?) + quartz + Fe-oxydes
Tz11/64	Faille Tz	33.18537	05.63178		Barytine de remplissage de fracture. Gros cristaux (tardive - <i>lessivage</i> μ -granite)
Tz11/65	Sondage FN	33.17296496	05.63554955	893	Quartz - sidérite - encaissant - ankérite (140,6 à 140,7 m)
Tz11/66	Sondage FN	33.17296496	05.63554955	893	Brèche à éléments d'encaissant et ankérite dans un ciment de sidérite + mouchetures de galène (front Sid/ank) et pyrite (147,3 à 147,5)
Tz11/67	Sondage FN	33.17296496	05.63554955	893	Ankerite sterile ± encaissant (248,8 à 248,9)

Nom	Origine	Coordonnées (Lambert/WGS84)			Description
R. magmatiques					
Tz10/05	FS 12R	478030	284491	607	Granite de la mine
Tz10/20	SA 9R	477350	28718	790	Microgranite clair en dyke dans flysch du dévonien et recoupé par filons à carbonates
Tz10/21	SA 9R	477540	28630	790	Dyke microgranitique sombre intrusif dans flyschs du Devonien. Pâte noirâtre microgrenue et phenocristaux de fldsp
Tz10/26	IA 10R				Microgranite en dyke N110-115°, 80-85°NE intrusif dans flysch ordovicien (strati N20-25, 30-40°NE)
Tz10/27	IA 10R				Dyke microgranitique sombre à enclaves microgranitiques plus claires, sur bordures du dyke N110-115°, 80-85°NE microgranitique intrusif dans flysch ordovicien (strati N20-25, 30-40°NE)
Tz10/40	FS 9R	478217,417	284803,18	732	Dyke magmatique à pâte claire : quartz, feldspaths, cristaux noirs en baguettes, et pyrites automorphes
Tz10/41	FS 10R	477438	283790	707	Granite du Kaolin à pâte sombre, ferromagnésien, à Biotite, Quartz, Feldspaths, présence de sulfures type Pyrite, petites enclaves ferromagnésiennes.
Tz10/42	FS 11R	478227	284823	657	Dyke microgranitique clair de direction globalement N120°, 70°N encaissé dans un flysch ordovicien massif faiblement métamorphisé.
Tz11/03	Izougarsa	33.21005	05.62331	1109	Granite à biotites noires (fraîches) et xenocristaux de qtz, feldsp,(zircons). Facies tres alcalin composition monzogranite. Patine rouge et cœur gris/vert
Tz11/04	Izougarsa	33.21005	05.62331	1109	Même chose que Tz11.03 avec biotites un peu moins fraîches
R. métasédimentaires					
Tz10/04	G. Mine				Cornéenne tacheté au contact encaissant/granite (surface)
Tz10/10	FS st.18	478132	284251	547	Encaissant avec Pyrite tardive
Tz10/11	G. Mispickel				Skarn
Tz10/12	G. Mispickel				Pyroxénite
Tz10/13	G. Mispickel				Pyroxénite fracturée rétromorphosée
Tz10/14	G. Mispickel				Pyroxénite à chapeau de fer
Tz10/15	SA 8R				Encaissant Ordovicien du filon Pb-Zn-Ag de Sidi Ahmed
Tz11/01	Devonien	33.18615	05.60903		Schiste noir à fossiles (graptolites plus fossile rond fibroradie à déterminer)
Tz11/02	Devonien	33.18615	05.60903		Schiste noir pour analyse chimique
Tz11/20	Silurien	33.15361	05.59801	1183	Schistes noirs du Silurien echantillones dans un lit d'Oued (aux figuiers d'Oujna). Facies micaçe, pas de fossiles visibles, debit en frites. Schistosite N55.,15.NE et debit selon plans N34.,88.NW à N35.,80.SE
Tz11/21	Silurien	33.15053	05.59451	1222	Schistes noirs du Silurien plus proche du filon d'Oujna (echantillonne dans les haldes). Facies tres sombre, un peu plus micaçe que Tz11.20
Tz11/26	Silurien	33.15291338	05.63678478	757	Corneenne du Silurien recoupee par des filonnets de Qtz (du syst W-Au) echantillonnee pres d'un dyke de tonalite et à ~150m du filon Pb-Zn
Tz11/27	Silurien	33.15765248	05.63307476	757	Corneenne du Silurien recoupee par des filonnets à qtz + mispickel (du syst W-Au) echantillonnee à ~15m du filon Pb-Zn
Tz11/28	Ordovicien	33.16031456	05.63189301	757	Corneenne de l'Ordovicien echantillonnee aux epontes du filon Pb-Zn (reprise du filon, diametre ~30cm), recoupee par des filonnets de qtz (syst W-Au)

ANNEXE 2 : Analyses géochimiques des roches métasédimentaires et magmatiques

	Schistes noirs			Schistes noirs corneifiés				Skarn	
%	Tz11/02	Tz11/20	Tz11/21	Tz11/26	Tz11/27	Tz11/28	Tz10/04	Tz10/15	Tz10/11
SiO ₂	56,39	61,59	61,33	63,02	52,36	65,20	69,10	78,78	46,33
Al ₂ O ₃	23,16	17,96	15,89	20,88	28,77	19,00	14,56	9,70	23,70
Fe ₂ O ₃	2,17	7,34	7,05	6,15	4,02	4,84	2,32	3,70	4,82
MnO	0,00	0,05	0,18	0,04	0,03	0,05	0,05	0,03	0,24
MgO	0,52	1,83	1,62	0,95	1,44	0,89	0,82	1,08	2,01
CaO	0,09	0,36	0,34	0,22	1,22	0,24	2,22	0,65	19,58
Na ₂ O	1,10	1,06	0,41	0,93	1,34	0,47	4,73	1,88	1,23
K ₂ O	4,22	3,51	3,74	4,39	5,16	4,25	2,12	1,75	0,32
TiO ₂	0,95	0,97	0,83	1,15	1,11	1,15	0,32	0,60	1,25
P ₂ O ₅	0,07	0,20	0,19	0,06	0,15	0,10	0,09	0,19	0,42
PF	10,50	5,13	8,22	2,13	3,83	3,82	3,06	2,01	0,95
Total	99,16	99,99	99,79	99,91	99,42	100,00	99,38	100,37	100,83
ppm									
As	12,96	20,9	12,52	163,4	26,91	14,75	2,753	13,3	403,4
Ba	2151	1232	1094	831,4	2146	1012	982,6	271,4	31,55
Be	3,407	2,462	3,769	3,278	4,44	4,88	1,682	1,373	4,238
Bi	0,311	0,28	0,229	< L.D.	0,2	0,458	< L.D.	0,128	1,151
Cd	0,152	0,942	0,32	0,241	0,214	0,307	< L.D.	0,255	0,332
Co	0,641	7,721	16,04	14,25	13,18	20,71	4,815	10,13	12,09
Cr	181,4	104,9	90,12	105,1	171,3	97,05	13,94	43,68	121,6
Cs	19,18	7,308	10,98	18,41	12,77	11,83	3,128	6,198	2
Cu	158,4	23,3	20,71	27,59	119,2	42,08	13,9	16,99	12,28
Ga	37,62	25,21	22,54	28,9	40,37	25,57	21,09	11,19	45,75
Ge	2,668	2,279	1,921	2,352	3,256	3,215	0,941	1,878	8,288
Hf	3,685	6,713	6,682	6,902	4,464	8,346	2,93	6,135	7,012
In	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,715
Mo	18,77	0,843	0,593	< L.D.	15,25	0,641	0,766	< L.D.	9,721
Nb	16,84	16,29	13,48	20,35	21,58	19,58	2,649	9,422	22,36
Ni	7,53	34,42	27,33	41,5	95,77	45,97	7,296	25,24	49,61
Pb	37,6912	151,644	32,3386	5,0048	15,0043	58,6298	9,8238	8,1252	3,1461
Rb	191	129,2	144,7	234,5	253,8	163,3	63,36	62,04	12,08
Sc	20,42	17,21	14,91	18,21	23,73	16	4,11	6,15	22,42
Sb	17,43	2,274	6,81	0,596	1,036	3,856	1,096	1,245	2,638
Sn	4,163	2,755	2,309	6,323	3,958	4,717	0,755	1,93	109,4
Sr	230,2	96,19	95,6	154,8	198	166,9	464,7	53,23	593,7
Ta	1,406	1,38	1,146	1,742	1,809	1,652	0,245	0,802	1,848
Th	14,01	16,3	13,71	18,85	19,61	14,73	7,405	7,522	17,52
U	14,62	2,431	2,771	3,588	9,461	2,645	3,124	1,506	2,848
V	731,5	160,8	125,9	123,5	666,1	125,2	29,27	39,04	160,3
W	2,6	2,18	2,322	10,53	24,92	7,365	0,897	1,244	8,853
Y	53,76	30,37	29,43	37,29	36,05	26,76	6,273	26,96	39,44
Zn	13,94	400,5	69,07	27,31	25,05	73,32	47,85	65,63	65,33
Zr	134,6	249,3	262,6	257,5	162,8	350,4	112	245,1	263,5

ppm	Schistes noirs				Schistes noirs corneifiés				Skarn
	Tz11/02	Tz11/20	Tz11/21	Tz11/26	Tz11/27	Tz11/28	Tz10/04	Tz10/15	Tz10/11
La	66,49	49,68	46,73	46,49	69	44,51	29,51	36,12	51,89
Ce	109,3	105,1	97,03	87,76	121,7	88,16	51,42	76,55	105
Pr	13,61	10,61	10,04	9,203	13,9	9,348	5,606	9,153	12,2
Nd	58,48	43,7	42,08	36,89	55,01	35,45	20,56	37,56	47,89
Sm	11,99	8,445	8,278	7,123	10,42	6,567	3,264	8,235	9,624
Eu	2,879	1,864	2,041	1,457	2,353	1,532	0,862	1,699	1,605
Gd	10,19	6,588	6,718	6,301	8,135	5,148	2,208	7,686	8,393
Tb	1,531	0,978	0,989	1,076	1,164	0,771	0,261	1,127	1,298
Dy	8,908	5,661	5,582	6,709	6,513	4,679	1,282	5,905	7,444
Ho	1,734	1,077	1,056	1,343	1,215	0,919	0,21	1,012	1,405
Er	4,872	3,121	2,924	3,721	3,354	2,783	0,544	2,446	3,935
Tm	0,703	0,482	0,435	0,562	0,496	0,432	0,075	0,326	0,582
Yb	4,716	3,327	2,95	3,742	3,315	2,983	0,472	2,076	3,913
Lu	0,725	0,513	0,449	0,577	0,515	0,481	0,072	0,317	0,605

ROCHES MAGMATIQUES

	Stocks granitiques			Dykes		
	Kaolin	Mine	Izougarsa	μ-granite	μ-monzogranite	μ-granodiorite
	Tz 10/41	Tz 10/05	Tz11/04	Tz 10/26	Tz 10/42	Tz 10/27
%						
SiO ₂	67,82	70,4	73,06	70,22	70,38	63,24
Al ₂ O ₃	14,52	13,98	11,73	14,28	14,19	15,58
Fe ₂ O ₃	3,5	3,05	5,12	2,5	2,83	6,07
MnO	0,06	0,04	0,04	0,06	0,05	0,11
MgO	1,17	0,93	1,16	0,74	0,63	2,35
CaO	2,39	2,23	0,68	1,63	2,32	3,52
Na ₂ O	3,56	3,28	1,90	3,06	4,26	2,78
K ₂ O	3,42	3,9	2,14	4,32	2,15	2,98
TiO ₂	0,41	0,34	0,63	0,24	0,27	0,68
P ₂ O ₅	0,13	0,11	0,14	0,08	0,09	0,19
PF	1,72	0,62	2,16	1,62	2,78	1,65
Total	98,69	98,87	98,75	98,75	99,95	99,15

ppm	Stocks granitiques			Dykes		
	Kaolin	Mine	Izougarsa	μ-granite	μ-monzogranite	μ-granodiorite
	Tz 10/41	Tz 10/05	Tz11/04	Tz 10/26	Tz 10/42	Tz 10/27
As	117,5	323,4	22,09	1,185	393,7	29,67
Ba	530,2	513,5	318,7	1587	585,8	548,3
Be	1,141	1,827	1,502	1,168	1,424	1,97
Bi	1,24	6,181	0,263	< L.D.	5,163	< L.D.
Cd	< L.D.	< L.D.	0,32	0,171	< L.D.	0,206
Co	5,452	14,01	8,117	2,291	4,273	12,41
Cr	19,02	21,14	57,47	9,663	11,24	42,18
Cs	3,213	3,433	17,48	1,441	3,192	6,642
Cu	65,5	67,92	38,76	< L.D.	123,2	18,74
Ga	14,96	16,41	15,3	14,73	17,75	20,28
Ge	0,967	1,225	1,82	0,989	1,137	1,405
Hf	3,779	2,806	7,612	3,639	4,86	4,39
In	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Mo	0,743	2,013	0,723	0,529	0,491	1,365
Nb	4,198	11,96	10,45	4,77	5,426	8,006
Ni	13,59	18,96	29	7,294	6,158	28,62
Pb	11,74	14,10	5,16	33,22	20,63	19,30
Rb	105,8	140,6	144,4	67,75	91,28	110,7
Sb	0,309	0,428	0,459	1,136	0,66	0,88
Sn	2	1,17	4,276	0,733	5,161	14,24
Sr	161,3	169,6	102,4	182,8	169	351,3
Ta	0,597	1,766	0,867	0,767	0,734	0,788
Th	13,59	15,89	8,75	14,06	15,84	11,27
U	5,919	7,096	1,943	9,695	9,014	4,494
V	28,76	24,05	73,1	15,49	20,37	74,64
W	27,94	2763	3,642	2,071	8,395	1,119
Y	9,547	24,41	23,05	9,48	15,02	16,43
Zn	19,91	26,48	41,46	99,32	25,85	80,86
Zr	121,4	137,6	337	110,4	176,3	175,7
La	24,29	30,77	25,43	22,14	29,51	32,02
Ce	43,64	59,43	53,22	38,96	53	60,12
Pr	5,147	7,502	5,863	4,5	6,139	7,157
Nd	18,44	28,56	25,24	15,97	21,91	26,15
Sm	3,374	6,697	5,638	2,991	3,975	4,714
Eu	0,743	0,772	0,997	0,68	0,933	1,133
Gd	2,453	5,92	5,136	2,338	3,157	3,74
Tb	0,358	0,971	0,774	0,351	0,473	0,542
Dy	1,945	5,588	4,372	1,867	2,642	3,029
Ho	0,347	0,995	0,831	0,342	0,501	0,564
Er	1,015	2,626	2,342	0,947	1,412	1,555
Tm	0,145	0,371	0,356	0,143	0,217	0,232
Yb	1,017	2,292	2,415	0,998	1,411	1,535
Lu	0,158	0,322	0,378	0,165	0,221	0,239

ANNEXE 3 : Analyses géochimiques des filons Pb-Zn-Ag

FP : filons parallèles ; FN : filon Nord ; FS : filon Signal ; SA : filon Sidi Ahmed ; IA : filon Ighrem

Aousser

majeurs %	FP			FN	FS	SA						
	Tz11/13.1	Tz11/13.2	Tz11/10	Tz11/67	Tz11/47	Tz10/22	Tz10/17	Tz11/49	Tz10/25	Tz11/48	Tz11/53	Tz11/53
					P1	P1	P2	P2	P4	P4	P4	P4
SiO2	< L.D.	0,51	0,54	< L.D.	1,55	< L.D.	< L.D.	0,11	< L.D.	0,28	0,06	< L.D.
Al2O3	< L.D.	0,11	0,02	< L.D.	0,07	< L.D.	0,03	0,03	< L.D.	0,05	< L.D.	< L.D.
Fe2O3	8,34	49,00	8,53	9,42	51,72	51,32	7,94	0,67	0,34	1,02	0,71	0,68
MnO	0,58	4,30	0,74	0,66	7,26	3,56	0,69	1,60	0,43	1,33	1,30	1,15
MgO	16,10	6,31	15,67	15,51	2,24	6,52	16,05	0,14	0,11	0,19	0,24	0,22
CaO	29,53	3,80	29,32	29,51	2,48	2,48	29,71	53,82	56,46	52,97	53,17	53,96
Na2O	< L.D.	0,04	< L.D.	< L.D.	0,04	0,03	< L.D.	0,03	< L.D.	0,02	0,05	< L.D.
K2O	< L.D.	0,02	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,01	0,01	< L.D.	< L.D.
TiO2	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,01	0,01	< L.D.	0,01	< L.D.	< L.D.	< L.D.
P2O5	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
PF	44,81	34,87	44,24	44,42	33,25	34,68	44,53	42,4	42,86	42,74	43,10	42,96
Total	99.36	98.95	99.06	99.52	98.60	98.59	98.95	98.80	100.22	98.60	98.63	98.97

Majeurs %	IA										
	Tz10/33 P3	Tz10/33 P2	Tz10/30 P2	Tz10/31 P2	Tz10/28 P4	Tz10/29 P4	Tz11/58 P4	Tz10/30 P4	Tz10/32 P4	Tz10/34 P4	Tz10/32 P4
SiO2	< L.D.	0,08	1,07	< L.D.	< L.D.	0,06	0,10	< L.D.	2,32	< L.D.	2,00
Al2O3	< L.D.	0,03	0,02	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Fe2O3	51,39	8,44	12,32	0,89	0,36	0,76	0,65	0,75	0,57	0,80	0,42
MnO	2,81	0,71	3,08	1,14	0,45	1,11	1,64	1,06	0,89	1,10	0,86
MgO	6,38	16,20	10,76	0,21	0,12	0,18	0,25	0,17	0,16	0,19	0,09
CaO	3,29	28,99	29,13	54,99	55,00	53,30	54,02	54,52	54,20	55,84	52,77
Na2O	0,03	0,01	0,04	< L.D.	< L.D.	0,01	0,01	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,01
K2O	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
TiO2	< L.D.	< L.D.	0,01	0,01	0,01	< L.D.	< L.D.	0,01	0,01	0,01	< L.D.
P2O5	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
PF	34,92	44,47	41,93	42,40	43,00	43,42	43,07	43,16	41,66	42,13	42,84
Total	98,82	98,92	98,36	99,64	98,94	98,83	99,74	99,67	99,81	100,07	98,99

REE ppm	Tz11/13.2 FP	Tz11/10 FP	Tz11/13.1 FP	Tz11/67 FN	Tz11/47 FS	Tz10/22 SA	Tz10/17 SA	Tz11/49 SA	Tz11/48 SA	Tz10/25 SA	Tz11/53 SA	Tz11/53 SA
La	6,67	11,22	12,34	11,19	95,94	32,52	14,75	105,20	47,60	107,50	16,66	36,23
Ce	17,72	56,70	60,37	45,51	174,60	65,15	59,83	138,60	83,85	218,10	28,35	61,61
Pr	2,72	11,45	11,74	8,35	20,42	7,97	9,70	15,29	9,59	28,24	3,80	7,19
Nd	11,44	55,42	54,99	38,87	87,39	34,63	45,42	65,08	45,58	132,80	16,05	34,24
Sm	3,64	26,27	24,46	16,19	22,50	9,63	19,31	16,01	13,97	35,53	4,71	9,71
Eu	1,74	11,99	13,09	7,79	7,98	5,13	6,47	6,66	5,98	4,76	2,22	4,22
Gd	3,39	25,21	23,61	15,87	21,30	9,07	19,39	20,77	15,17	41,16	5,29	10,42
Tb	0,52	3,66	3,40	2,18	2,96	1,20	2,63	2,40	2,25	6,65	0,72	1,48
Dy	2,69	17,44	16,13	10,12	15,69	5,88	11,89	11,11	11,33	41,06	3,51	7,30
Ho	0,46	2,61	2,41	1,48	2,87	0,96	1,64	1,84	1,87	8,49	0,58	1,22
Er	1,16	5,94	5,44	3,22	8,60	2,39	3,44	4,27	4,82	23,29	1,43	3,04
Tm	0,17	0,77	0,71	0,40	1,70	0,36	0,43	0,51	0,69	3,14	0,18	0,40
Yb	1,19	5,06	4,68	2,61	17,18	2,58	2,79	3,13	4,76	18,84	1,09	2,53
Lu	0,17	0,71	0,65	0,35	3,22	0,37	0,38	0,48	0,72	2,50	0,16	0,36
ΣREE	54	234	234	164	482	178	198	391	248	672	85	180

traces ppm	Tz11/13.2 FP	Tz11/10 FP	Tz11/13.1 FP	Tz11/67 FN	Tz11/47 FS	Tz10/22 SA	Tz10/17 SA	Tz11/49 SA	Tz11/48 SA	Tz10/25 SA	Tz11/53 SA	Tz11/53 SA
As	6,582	< L.D.	5,756	< L.D.	6,16	1,262	< L.D.	< L.D.	6,653	< L.D.	2,339	2,815
Ba	156,6	184,5	60,72	33,15	149,3	5,129	3,906	2,674	4,972	4,251	846	4,612
Be	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,491	0,73	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Bi	0,137	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Cd	0,335	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	1,063	< L.D.	0,176	0,171
Co	1,653	0,402	0,854	0,447	1,587	0,991	0,598	0,617	1,611	0,728	0,715	1,105
Cr	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Cs	0,105	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,083	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Cu	37,98	< L.D.	< L.D.	< L.D.	14,87	< L.D.	6,21	< L.D.	14,56	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Ga	1,391	0,817	0,731	0,545	2,579	1,542	0,676	0,852	0,974	1,295	0,263	0,73
Ge	0,219	0,226	0,155	0,13	0,481	0,411	0,169	0,159	0,167	0,321	< L.D.	< L.D.
Hf	0,074	0,047	0,036	0,027	0,051	< L.D.	< L.D.	0,035	0,048	0,091	< L.D.	0,032
In	0,94	1,334	1,213	0,4	0,23	0,174	0,225	0,122	0,572	< L.D.	< L.D.	0,123
Mo	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Nb	0,073	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Ni	31,88	< L.D.	< L.D.	< L.D.	30,73	< L.D.	< L.D.	5,588	10,34	< L.D.	5,226	10,12
Pb	340,98	2,42	3,60	6,83	25,69	14,42	< L.D.	1,44	11355	1,30	93,40	106,61
Rb	0,587	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,524	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,475	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Sc	< L.D.	< L.D.	< L.D.	17,79	< L.D.			< L.D.	< L.D.		< L.D.	< L.D.
Sb	3,152	0,176	0,267	0,147	0,446	0,726	< L.D.	< L.D.	92,57	< L.D.	1,311	3,635
Sn	0,451	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,573	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Sr	16,57	71,84	76,33	59,12	11,56	10,85	56,18	49,88	103,2	134,9	204,3	142,3
Ta	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,012	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,013	0,028	< L.D.	< L.D.
Th	0,138	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,077	0,032	< L.D.	< L.D.	0,041	0,052	< L.D.	0,046
U	0,049	0,01	0,016	0,036	0,076	< L.D.	< L.D.	0,012	0,109	< L.D.	0,106	0,131
V	3,056	0,917	< L.D.	22,66	< L.D.	0,853	1,384	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
W	0,169	< L.D.	< L.D.	< L.D.	1,734	0,271	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Y	13,31	76,59	70,07	50,44	81,69	28,89	58,38	93,59	64,59	307,8	22,55	43,03
Zn	82,01	< L.D.	< L.D.	< L.D.	27,71	53,99	< L.D.	< L.D.	318,6	< L.D.	47,31	78,35
Zr	2,695	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,931	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.

REE	Tz10/30.2	Tz10/31	Tz10/33 ank	Tz10/33 sid	Tz10/30.1	Tz10/28	Tz10/29	Tz11/58	Tz10/32	Tz10/34	Tz10/32
ppm	IA	IA	IA	IA	IA	IA	IA	IA	IA	IA	IA
La	665,6	132,3	12,87	5,22	140,1	61,47	127,6	38,27	448,4	133,2	322,8
Ce	1352,0	282,8	49,75	13,75	279,0	138,1	266,2	62,26	1020,0	275,9	727,0
Pr	174,0	36,43	8,07	1,92	34,41	18,74	33,40	6,84	132,40	35,02	92,8
Nd	742,7	159,5	43,61	9,95	147,60	91,33	142,40	33,74	538,8	151,9	372,6
Sm	262,1	54,37	19,50	3,31	44,79	27,39	41,76	9,17	158,6	50,46	112,0
Eu	152,8	29,74	8,35	1,89	23,94	3,01	21,17	5,18	55,98	27,57	42,85
Gd	306,7	60,42	20,17	3,20	48,24	34,70	43,15	11,55	162,4	55,69	113,5
Tb	41,91	8,41	2,73	0,48	7,11	6,54	6,11	1,57	22,01	8,09	15,29
Dy	196,6	40,39	12,15	2,41	37,19	46,54	30,01	7,76	99,4	40,57	66,53
Ho	29,08	6,14	1,70	0,38	6,27	11,21	4,87	1,28	13,96	6,57	9,08
Er	62,53	14,13	3,61	0,92	15,97	38,44	12,17	3,01	27,83	16,19	18,12
Tm	7,37	1,83	0,44	0,13	2,33	7,14	1,68	0,36	2,97	2,29	2,01
Yb	42,71	12,65	2,88	0,92	16,36	59,08	11,54	1,98	17,28	16,21	12,88
Lu	5,40	1,77	0,40	0,13	2,40	10,13	1,75	0,27	2,30	2,40	1,86
ΣREE	4041	841	186	45	806	554	744	183	2702	822	1909

traces	Tz10/30.2	Tz10/31	Tz10/33 ank	Tz10/33 sid	Tz10/30.1	Tz10/28	Tz10/29	Tz11/58	Tz10/32	Tz10/34	Tz10/32
ppm	IA	IA	IA	IA	IA	IA	IA	IA	IA	IA	IA
As	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Ba	7,393	6,734	3,505	4,645	8,037	3,676	5,884	3,558	9,264	9,088	10,4
Be	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Bi	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Cd	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,288	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Co	0,658	0,719	0,618	1,346	0,913	0,703	0,88	0,917	0,82	0,694	0,968
Cr	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Cs	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,096	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Cu	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Ga	8,3	1,854	0,689	1,136	1,808	0,89	1,98	0,831	6,185	1,642	4,863
Ge	2,15	0,448	0,169	0,3	0,407	0,229	0,399	< L.D.	1,496	0,374	1,041
Hf	0,419	0,092	0,04	< L.D.	0,085	0,097	0,071	< L.D.	0,221	0,09	0,166
In	< L.D.	0,281	0,313	0,834	0,291	< L.D.	0,284	< L.D.	< L.D.	0,289	< L.D.
Mo	< L.D.	0,453	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Nb	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Ni	< L.D.	< L.D.	5,51	< L.D.	7,355	< L.D.	7,256	6,973	< L.D.	< L.D.	6,88
Pb	1,75	1,00	1,39	3,37	4,81	1,36	212,34	7,03	53,01	26,47	116,89
Rb	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Sc			32,52	13,42			1,26	< L.D.			< L.D.
Sb	0,482	0,101	0,335	< L.D.	0,149	< L.D.	1,491	1,254	1,766	0,432	1,916
Sn	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,419	0,72	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Sr	23,36	60,97	58,2	12,04	48,92	119,9	45,96	414,4	27,61	58,66	23,02
Ta	0,096	0,019	< L.D.	< L.D.	0,018	0,036	0,017	< L.D.	0,054	0,022	0,038
Th	< L.D.	0,112	< L.D.	< L.D.	0,114	0,032	0,21	< L.D.	< L.D.	0,126	< L.D.
U	0,032	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,059	< L.D.	0,1	< L.D.	0,067
V	1,056	< L.D.	7,484	7,343	0,462	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,625	< L.D.	< L.D.
W	0,287	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Y	1117	239,2	57,65	11,83	230,3	430,2	202,6	50,46	545,5	239,7	391,6
Zn	< L.D.	< L.D.	< L.D.	27,43	< L.D.	< L.D.	< L.D.	94,36	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Zr	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,877	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.

ANNEXE 4 : Analyses des isotopes stables (C,O) des filons Pb-Zn-Ag

	Paragenèse	Echantillon	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$
Sidi Ahmed	P1 sidérite	Tz10/23	21,3	-5,1
	sidérite	Tz10/22	21,1	-4,2
	ankérite	Tz10/18	21,9	-3,6
	ankérite	Tz10/23	24,0	-5,0
	P2 ankérite	Tz10/17	19,2	-4,0
	ankérite	Tz10/36	20,2	-3,7
	ankerite	Tz11/49	21,6	-11,2
	P3 sidérite	Tz10/18	21,5	-4,5
	calcite	Tz11/53	20,3	-8,3
	P4 calcite	Tz11/49	22,0	-8,7
	calcite	Tz10/25	11,9	-5,7
Ighrem Aousser	P1 sidérite	Tz10/29	19,1	-4,5
	P2 ankérite	Tz10/30	23,0	-4,1
	ankérite	Tz10/33	20,9	-3,8
	P3 sidérite	Tz10/33	21,4	-4,7
	calcite	Tz10/29	20,0	-6,2
	calcite	Tz10/31	20,1	-6,2
	P4 calcite	Tz10/32	20,3	-6,0
	calcite	Tz10/34	19,5	-6,4
	calcite	Tz11/58	21,0	-7,3
Signal	P1 sidérite	Tz12/01	20,4	-5,1
	P2 ankérite	Tz12/02	24,2	-5,3
	P4 calcite	Tz10/09	19,0	-2,5
	calcite	Tz12/01	16,1	-5,8

ANNEXE 5 : Analyses isotopique Sm, Nd sur les carbonates des filons Pb-Zn-Ag

		$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	(2 σ)	[Nd] ppm	[Sm] ppm	Sm/Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{148}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$
<i>Filon Sidi Ahmed</i>								
Tz11/49	P2	0,512201	(02)	67,11	15,78	0,235	0,1419	0,2416
Tz10/22	P2	0,512256	(10)	31,08	8,26	0,266	0,1604	0,2416
Tz10/17	P2	0,512370	(05)	30,64	11,94	0,390	0,2353	0,2416
Tz10/25	P4	0,512221	(04)	80,98	23,96	0,296	0,1785	0,2416
Tz11/48	P4	0,512197	(02)	46,48	13,55	0,292	0,1759	0,2416
Tz11/53	P4	0,512246	(04)	170,91	49,24	0,288	0,1739	0,2416
<i>Filon Ighrem Aousser</i>								
Tz10/30.2	P2	0,512390	(03)	303,16	112,91	0,372	0,2247	0,2416
Tz10/31	P2	0,512252	(03)	154,32	48,90	0,317	0,1912	0,2416
Tz10/33.1	P2	0,512343	(17)	8,90	3,14	0,352	0,2127	0,2415
Tz10/33.2	P3	0,512374	(05)	42,58	17,87	0,420	0,2532	0,2416
Tz11/58	P4	0,512206	(03)	31,98	8,48	0,265	0,1601	0,2416
Tz10/28	P4	0,512176	(03)	114,00	26,09	0,229	0,1381	0,2416
Tz10/29	P4	0,512246	(03)	130,39	41,51	0,318	0,1921	0,2416

ANNEXE 6 : Analyses des gaz rares (He, Ar) des sulfures des filons Pb-Zn-Ag

Echantillon	Tz10/01	Tz10/35	Tz11/53	Tz11/54	Tz11/23	Tz10/07
Sulfure	py	py	aspy	sph	aspy	aspy
masse (g)	0,500	0,300	0,400	0,305	0,423	0,414
He (mol/g)	4,61E-12	1,63E-11	1,42E-12	7,81E-12	7,41E-12	8,17E-12
±	0,07E12	0,02E-11	0,02E-12	0,11E-12	0,11E-12	0,12E-12
³He/⁴He						
(R/Ra)	1,658	0,054	0,018	0,103	1,814	1,083
±	0,053	0,005	0,012	0,011	0,097	0,069
⁴⁰Ar						
(mol/g)	8,77E-12	2,02E-11	2,67E-12	1,96E-11	7,33E-12	4,08E-12
±	0,21E-12	0,04E-11	0,12E-12	0,07E-11	0,28E-12	0,16E-12
⁴⁰Ar/³⁶Ar	328	315	299	284	256	304
±	13	12	12	11	10	12
³⁸Ar/³⁶Ar	0,168	0,180	0,187	0,185	0,189	0,181
±	0,012	0,012	0,013	0,013	0,013	0,012

ANNEXE 7 : Analyses des isotopes du plomb

galènes	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$
<i>Ighrem Aousser (3F)</i>						
Tz10.30_1	18,14	0,03	15,54	0,03	37,74	0,09
Tz10.30_4	18,13	0,02	15,54	0,02	37,78	0,06
Tz10.30_5	18,13	0,02	15,54	0,02	37,78	0,07
Tz10.30_6	18,16	0,02	15,56	0,02	37,60	0,05
Tz10.30_7	18,20	0,01	15,62	0,01	37,50	0,03
<i>Sidi Ahmed (1270)</i>						
Tz10-31_8	18,23	0,01	15,57	0,01	38,34	0,03
Tz10-31_9	18,26	0,01	15,62	0,01	38,47	0,02
Tz10-31_10	18,27	0,02	15,57	0,03	38,42	0,04
Tz10-35_27	18,50	0,01	15,79	0,01	39,47	0,01
Tz10-35_29	18,40	0,02	15,72	0,02	39,10	0,05
Tz10-35_30	18,43	0,01	15,72	0,01	39,19	0,02
Tz10-35_31	18,38	0,01	15,69	0,01	39,10	0,02
Tz10-35_33	18,41	0,01	15,72	0,01	39,16	0,02
Tz10-35_34	18,47	0,01	15,75	0,01	39,42	0,03
<i>Signal (1270)</i>						
Tz10-43_12	18,23	0,012	15,58	0,01	38,37	0,03
Tz10-43_17	18,39	0,015	15,68	0,01	39,01	0,03
Tz10-43_18	18,40	0,013	15,73	0,01	39,12	0,03
Tz10-43_20	18,44	0,007	15,73	0,01	39,28	0,02
Tz10-39_21	18,46	0,010	15,71	0,01	39,30	0,04
Tz10-39_23	18,38	0,016	15,68	0,01	39,08	0,04
Tz10-39_24	18,42	0,019	15,70	0,02	39,11	0,06
Tz11_42Bgal@11	18,127	0,007	15,48	0,01	38,089	0,01
Tz11_42Bgal@12	18,121	0,009	15,48	0,01	38,054	0,02
Tz11_42Bgal@13	18,122	0,007	15,48	0,01	38,089	0,01
Tz11_42Bgal@14	18,152	0,009	15,51	0,01	38,147	0,02
Tz11_42Bgal@15	18,14	0,009	15,51	0,01	38,141	0,02
Tz11_42Bgal@16	18,16	0,007	15,51	0,01	38,182	0,02
Tz11_42Bgal@17	18,14	0,008	15,49	0,01	38,14	0,02
Tz11_42Bgal@18	18,133	0,007	15,50	0,01	38,137	0,02
Tz11_42Bgal@19	18,137	0,007	15,51	0,01	38,15	0,02
Tz11_42Bgal@20	18,127	0,007	15,49	0,01	38,118	0,02
Tz11_42Bgal@21	18,125	0,007	15,49	0,01	38,104	0,02
Tz11_42Bgal@22	18,113	0,007	15,48	0,01	38,094	0,01
Tz11_42Bgal@23	18,127	0,006	15,49	0,01	38,114	0,01
Tz11_42Bgal@24	18,142	0,007	15,50	0,01	38,158	0,01
Tz11_42Bgal@25	18,125	0,006	15,48	0,01	38,081	0,01
Tz11_42Bgal@26	18,129	0,009	15,49	0,01	38,096	0,02
Tz11_42Bgal@27	18,163	0,018	15,55	0,03	38,285	0,10
Tz11_42Bgal@28	18,044	0,015	15,40	0,01	37,746	0,03
Tz11_42Bgal@29	18,082	0,016	15,43	0,01	37,752	0,04
Tz11_42Bgal@30	18,091	0,016	15,43	0,01	37,767	0,03
Tz11_42Bgal@31	18,084	0,011	15,42	0,01	37,73	0,02
Tz11_42Bgal@32	18,081	0,014	15,41	0,01	37,747	0,03
Tz11_42Bgal@33	18,055	0,012	15,40	0,01	37,74	0,02
Tz11_42Bgal@34	18,077	0,013	15,42	0,01	37,768	0,03
Tz11_42Bgal@35	18,06	0,012	15,41	0,01	37,752	0,03

ANNEXE 8 : Analyses U/Pb Zircons

Point	Teneurs en ppm				Rapports isotopiques					Age U-Pb			
	Pb	U	Th	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\sigma$
Monzogranite de la Mine (Tz10/05)													
2	106	2852	1054	0,37	0,2289	0,3054	0,0262	0,0434	0,0005	274	3	271	20
4	85	2239	729	0,33	0,0661	0,1914	0,0159	0,0440	0,0006	277	4	178	13
16	73	2022	392	0,19	0,1184	0,3612	0,0446	0,0422	0,0007	267	4	313	33
24	124	3361	1382	0,41	0,0677	0,2524	0,0117	0,0429	0,0004	271	3	229	9
19	43	1135	355	0,31	0,1233	0,0596	0,0687	0,0440	0,0011	278	7	59	64
9	97	2706	1039	0,38	0,0724	0,2022	0,0195	0,0417	0,0015	263	9	187	16
10	88	2419	699	0,29	0,0940	0,1544	0,0458	0,0426	0,0012	269	7	146	40
6	282	6643	1371	0,21	0,0558	0,3216	0,0047	0,0493	0,0005	310	3	283	4
7	69	1746	434	0,25	0,0724	0,2463	0,0279	0,0459	0,0007	290	4	224	22
8	226	5608	712	0,13	0,0651	0,3285	0,0128	0,0469	0,0007	295	4	288	10
15	180	4320	1573	0,36	0,0678	0,3261	0,0062	0,0486	0,0005	306	3	287	5
17	64	1536	215	0,14	0,1444	0,3951	0,0688	0,0482	0,0010	303	6	338	49
20	33	773	209	0,27	0,1265	0,3501	0,0347	0,0494	0,0007	311	4	305	26
21	123	2970	1028	0,35	0,0836	0,2681	0,0225	0,0483	0,0006	304	4	241	18
22	37	928	264	0,28	0,0645	0,2413	0,0127	0,0464	0,0005	293	3	220	10
26	350	8026	1127	0,14	0,0564	0,3410	0,0047	0,0507	0,0006	319	4	298	4
27	122	2945	332	0,11	0,0686	0,3571	0,0120	0,0483	0,0005	304	3	310	9
23	43	1058	182	0,17	0,1305	0,1455	0,0786	0,0473	0,0011	298	7	138	67
18	24	592	135	0,23	0,1877	0,2736	0,0902	0,0480	0,0018	302	11	246	70
11	50	1269	272	0,21	0,1036	0,3069	0,0340	0,0458	0,0013	288	8	272	26
3	64	1873	653	0,35	0,1470	0,3992	0,0443	0,0396	0,0006	250	4	341	32
12	46	805	168	0,21	0,1695	0,7228	0,0445	0,0662	0,0008	413	5	552	26
Monzogranite du Kaolin (Tz10/41)													
1	81	2223	347	0,16	0,0747	0,2948	0,0435	0,0422	0,0045	267	28	262	34
3	65	1845	167	0,09	0,2393	0,3371	0,1702	0,0408	0,0053	258	33	295	122
9	49	1418	145	0,10	0,1336	0,2716	0,1115	0,0404	0,0016	255	10	244	85
2	50	1260	227	0,18	0,0669	0,3330	0,0214	0,0463	0,0012	292	8	292	16
12	29	698	115	0,16	0,0814	0,3025	0,0454	0,0476	0,0010	299	6	268	35
4	121	3045	1575	0,52	0,2471	0,6804	0,2581	0,0461	0,0044	291	27	527	145
6	45	1136	117	0,10	0,2004	0,4282	0,2437	0,0465	0,0064	293	39	362	160
10	75	1731	552	0,32	0,2152	0,0334	0,2936	0,0504	0,0049	317	30	33	254
14	68	1808	320	0,18	0,2035	0,1995	0,2026	0,0436	0,0032	275	20	185	158
17	43	1110	62	0,06	0,2572	0,1023	0,2561	0,0447	0,0040	282	25	99	212

Point	Teneurs en ppm				Rapports isotopiques					Age U-Pb			
	Pb	U	Th	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\sigma$
Monzogranite d'Izougarsa (Tz11/04)													
11	101	3062	567	0,19	0,0879	0,2015	0,0258	0,0386	0,0007	244	4	186	22
15	63	1945	419	0,22	0,1150	0,2518	0,0554	0,0377	0,0034	238	21	228	44
20	35	1131	241	0,21	0,1260	0,1854	0,0516	0,0356	0,0017	225	11	173	43
24	35	978	227	0,23	0,0879	0,2996	0,0302	0,0414	0,0006	262	4	266	23
25	42	1329	352	0,26	0,1620	0,2134	0,0742	0,0371	0,0012	235	7	196	60
4	44	1230	247	0,20	0,0955	0,2984	0,0240	0,0415	0,0005	262	3	265	19
8	54	1378	170	0,12	0,1240	0,3830	0,0929	0,0454	0,0015	286	9	329	66
12	146	3345	749	0,22	0,0755	0,3158	0,0175	0,0507	0,0008	319	5	279	13
16	31	825	199	0,24	0,0718	0,3298	0,0163	0,0440	0,0007	278	4	289	12
26	35	902	171	0,19	0,0807	0,2173	0,0292	0,0449	0,0006	283	3	200	24
2	41	1022	106	0,10	0,0721	0,3340	0,0334	0,0472	0,0009	298	5	293	25
5	49	1245	227	0,18	0,0740	0,3393	0,0236	0,0460	0,0007	290	4	297	18
6	24	581	66	0,11	0,0977	0,3685	0,0564	0,0473	0,0009	298	5	319	41
3	49	1751	347	0,20	0,1290	0,3189	0,0545	0,0326	0,0011	207	7	281	41
13	27	384	147	0,38	0,0841	0,6863	0,0866	0,0804	0,0019	498	11	531	51
10	90	1772	189	0,11	0,4290	0,4810	0,0489	0,0589	0,0011	369	7	399	33
Dyke microgranitique (Tz10/26 - IA)													
4	114	3269	619	0,19	0,0560	0,2959	0,0057	0,0406	0,0005	256	3	263	4
6	112	3316	1374	0,41	0,1770	0,2940	0,0908	0,0392	0,0009	248	6	262	69
10	28	814	264	0,32	0,1060	0,3496	0,0615	0,0398	0,0026	252	16	304	45
3	65	1746	404	0,23	0,0856	0,3250	0,0100	0,0434	0,0004	274	3	286	8
5	30	805	150	0,19	0,1190	0,3130	0,0379	0,0437	0,0006	276	4	276	29
11	30	810	295	0,36	0,0757	0,3190	0,0388	0,0425	0,0023	268	14	281	29
17	81	2184	549	0,25	0,0591	0,3190	0,0079	0,0434	0,0008	274	5	281	6
19	127	3023	751	0,25	0,1272	0,3985	0,0477	0,0487	0,0014	307	8	341	34

ANNEXE 9 : Données minéralogiques

Données microsonde

Ighrem Aousser

Tz10/34												
Minéral	CO2	BaO	MgO	CaO	Ce2O3	FeO	MnO	SrO	PbO	ZnO	Total	
calcite	40,28	0,00	0,15	59,45	0,05	0,22	0,30	0,05	0,00	0,00	100,51	
calcite	39,17	0,02	0,09	60,17	0,06	0,21	0,31	0,00	0,00	0,00	100,04	
calcite	44,70	0,00	0,17	53,25	0,13	0,65	0,99	0,02	0,02	0,05	99,98	
calcite	45,68	0,03	0,11	54,47	0,13	0,57	0,98	0,05	0,11	0,00	102,14	
calcite	44,52	0,06	0,17	54,09	0,06	0,66	1,14	0,03	0,00	0,05	100,78	
sidérite	39,68	0,00	2,56	1,90	0,05	49,68	6,75	0,01	0,05	0,00	100,76	
ankérite	43,63	0,00	7,97	32,39	0,00	12,08	4,17	0,10	0,00	0,00	100,36	
galène	12,54	0,01	0,00	0,00	0,19	0,07	0,00	0,00	87,86	0,00	100,66	
Minéral	Si	Pb	S	Se	As	Mn	Fe	Zn	Cu	Ni	Total	
galène	0,00	83,74	13,37	0,20	0,11	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	97,44	
galène	0,00	84,85	13,15	0,24	0,10	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	98,36	
pyrite	0,00	0,18	53,06	0,12	0,06	0,00	45,83	0,00	0,34	0,00	99,59	
galène	0,00	84,93	13,45	0,24	0,10	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	98,75	
galène	0,00	85,95	13,32	0,21	0,08	0,05	0,15	0,00	0,03	0,00	99,80	
pyrite	0,00	0,16	52,95	0,12	0,26	0,01	44,92	0,00	0,06	0,32	98,80	
Tz10/28B												
Minéral	CO2	MgO	CaO	Ce2O3	MnO	La2O3	F	PbO	ZnO	Y2O3	Total	
synchysite	34,16	0,00	20,17	17,71	0,00	9,46	6,49	0,03	0,00	4,06	92,09	
synchysite	37,98	0,00	20,64	17,63	0,00	10,29	7,27	0,00	0,00	7,57	101,36	
Minéral	SiO2	PbO	P2O5	Y2O3	CaO	Sm2O3	Nd2O3	Dy2O3	Gd2O3	La2O3	Ce2O3	Total
xénotime	4,32	0,46	26,97	40,91	0,56	0,10	0,08	2,99	2,77	0,03	0,09	79,27
xénotime	2,39	0,53	28,32	39,84	0,98	0,20	0,17	3,44	3,15	0,01	0,12	79,17

Signal

<i>Tz12/01B</i>											
Minéral	CO2	MgO	CaO	Ce2O3	FeO	MnO	La2O3	PbO	ZnO	Y2O3	Total
ankérite	67,64	14,57	29,45	0,01	7,56	2,15	0,02	0,00	0,14	0,00	121,53
galène	18,07	0,00	0,00	0,16	0,14	0,03	0,13	84,99	0,00	0,00	103,52
Minéral	Si	Pb	S	Se	As	Mn	Fe	Zn	Cu	Ni	Total
sphalérite	0,00	0,20	30,61	0,17	0,05	0,00	1,28	62,41	0,92	0,00	95,64
galène	0,00	82,09	12,99	0,22	0,09	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	95,43
sphalérite	0,00	0,27	28,99	0,19	0,10	0,00	1,70	60,51	0,98	0,00	92,73

Sidi Ahmed

Tz10/23												
Minéral	CO2	MgO	CaO	Ce2O3	FeO	MnO	La2O3	F	PbO	Y2O3	Total	
ankérite	48,00	17,55	30,09	0,05	3,89	0,81	0,15	0,00	0,07	0,05	100,66	
ankérite	47,62	15,16	30,61	0,10	7,78	1,22	0,00	0,00	0,00	0,00	102,49	
ankérite	48,67	13,64	30,06	0,01	8,76	1,14	0,00	0,00	0,05	0,05	102,38	
ankérite	45,63	13,10	30,20	0,10	11,50	1,12	0,00	0,00	0,00	0,00	101,72	
ankérite	45,61	13,54	29,75	0,02	10,67	1,12	0,02	0,00	0,00	0,06	100,81	
ankérite	48,37	14,96	30,28	0,00	7,63	1,23	0,04	0,00	0,06	0,00	102,59	
ankérite	46,74	16,60	30,66	0,02	5,47	1,12	0,07	0,00	0,04	0,00	100,71	
ankérite	42,31	4,82	29,99	0,00	18,70	4,01	0,00	0,00	0,00	0,00	99,89	
ankérite	46,22	15,22	30,68	0,11	8,27	0,70	0,05	0,00	0,05	0,02	101,31	
ankérite	43,75	13,50	29,84	0,02	11,45	0,70	0,03	0,00	0,00	0,03	99,43	
ankérite	44,27	15,69	30,11	0,02	8,14	0,60	0,02	0,00	0,00	0,00	98,86	
ankérite	45,13	7,18	28,90	0,04	19,00	2,63	0,04	0,00	0,02	0,02	103,02	
ankérite	43,97	11,03	31,34	0,00	11,66	2,24	0,05	0,00	0,00	0,03	100,40	
ankérite	43,69	11,58	31,92	0,12	10,83	2,36	0,04	0,00	0,02	0,00	100,64	
ankérite	50,52	19,73	30,31	0,00	1,88	0,14	0,00	0,00	0,00	0,05	102,68	
sidérite	41,24	8,42	0,67	0,04	47,01	3,07	0,00	0,03	0,00	0,05	100,57	
sidérite	37,88	2,67	0,22	0,03	51,72	6,81	0,00	0,13	0,01	0,00	99,48	
sidérite	38,53	3,07	0,43	0,09	51,48	5,93	0,11	0,08	0,03	0,00	99,79	
sidérite	41,53	9,25	0,34	0,12	47,32	2,53	0,06	0,01	0,03	0,00	101,28	
sidérite	40,35	8,52	0,59	0,03	47,57	3,06	0,00	0,00	0,00	0,08	100,24	
sidérite	38,45	1,98	0,41	0,00	51,52	7,55	0,06	0,10	0,01	0,00	100,11	
sidérite	39,53	3,06	0,23	0,05	51,58	5,75	0,05	0,03	0,06	0,00	100,47	
sidérite	40,93	6,70	0,82	0,07	50,16	2,33	0,07	0,06	0,03	0,00	101,17	
Tz10/25B												
Minéral	CO2	CaO	Ce2O3	FeO	MnO	La2O3	SrO	F	PbO	Y2O3	Total	
synchysite	39,25	19,71	17,29	0,00	0,00	10,08	0,05	5,54	0,02	3,32	95,27	
Minéral	SiO2	P2O5	Y2O3	CaO	Sm2O3	Pr2O3	Nd2O3	Dy2O3	Gd2O3	La2O3	Ce2O3	Total
monazite	0,11	31,14	0,29	2,13	1,29	3,05	11,42	0,13	0,64	17,07	31,99	99,27
monazite	0,39	31,02	1,57	4,16	2,23	3,07	12,69	0,46	1,58	12,83	26,99	97,02
monazite	0,11	18,62	2,14	8,44	3,27	2,75	13,92	0,84	2,91	8,33	20,87	82,22

Données semi-quantitatives MEB

Ighrem Aousser											
Sample	El.	O	Ca	F	Y	La	Ce	Nd	Sm	Gd	Total
TZ10_28_126	El wt%	1,63	1,89	0,01	2,32	0,07	0,36	0,49	0,17	0,46	7,4
xenotime	Norm wt%	22,01	25,58	0,13	31,33	0,93	4,82	6,66	2,34	6,2	100
	Prec,	0	1,4	0,09	2,09	3,1	2,91	3,06	4,18	6,79	
	Atomic %	54,67	25,31	0,28	14	0,27	1,38	1,82	0,61	1,57	99,91
	Oxide %	0	2,64	0,01	2,95	0,08	0,42	0,57	0,19	0,53	7,39
TZ10_28_138	El wt%	1,22	1,36	0	1,88	0,02	0,24	0,36	0,04	0,38	5,5
xenotime	Norm wt%	22,14	24,7	0	34,25	0,4	4,43	6,53	0,72	6,83	100
	Prec,	0	1,58	0	2,5	0,66	2	2,67	0,82	4,91	
	Atomic %	55,18	24,56	0	15,3	0,1	1,24	1,81	0,19	1,75	100,1
	Oxide %	0	1,9	0	2,39	0,02	0,28	0,42	0,04	0,44	5,49
TZ10_28_128	El wt%	1,62	1,51	0,26	0,44	0,79	1,81	1,46	0,3	0,41	8,6
synchysite	Norm wt%	18,78	17,51	3,06	5,11	9,21	21,04	16,98	3,52	4,79	100
	Prec,	0	1,02	2,28	1,12	1,8	2,68	2,73	1,45	3,3	
	Atomic %	53,09	19,76	7,18	2,6	2,98	6,77	5,31	1,05	1,37	100,1
	Oxide %	0	2,11	0,37	0,56	0,93	2,12	1,7	0,33	0,47	8,59
TZ10_28_131	El wt%	1,45	1,56	0,22	2	0	0,39	0,45	0,12	0,25	6,44
synchysite	Norm wt%	22,47	24,19	3,37	31,08	0	6,02	7,05	1,92	3,9	100
	Prec,	0	1,47	2,18	2,12	0	2,42	3,08	2,25	3,45	
	Atomic %	52,79	22,67	6,75	13,11	0	1,62	1,82	0,46	0,93	100,2
	Oxide %	0	2,18	0,31	2,54	0	0,46	0,52	0,13	0,29	6,43
TZ10_28_135	El wt%	1,35	1,4	0,12	1,99	0,04	0,48	0,39	0,05	0,26	6,08
synchysite	Norm wt%	22,15	22,96	2,02	32,81	0,59	7,95	6,43	0,88	4,21	100
	Prec,	0	1,41	1,57	2,36	0,54	2,82	2,93	1,17	3,86	
	Atomic %	54,01	22,36	4,04	14,33	0,18	2,19	1,73	0,21	1,06	100,1
	Oxide %	0	1,96	0,17	2,53	0,05	0,56	0,45	0,06	0,3	6,08
TZ10_28_136	El wt%	1,43	1,29	0,22	0,65	0,39	1,25	1,39	0,57	0,48	7,67
synchysite	Norm wt%	18,64	16,8	2,86	8,51	5,08	16,31	18,15	7,36	6,29	100
	Prec,	0	1,08	1,94	1,35	1,63	2,77	3,41	3,14	4,78	
	Atomic %	52,97	19,08	6,86	4,33	1,66	5,29	5,71	2,25	1,81	99,96
	Oxide %	0	1,8	0,31	0,83	0,46	1,46	1,62	0,63	0,55	7,66
TZ10_28_137	El wt%	1,35	1,37	0,38	1,69	0,11	0,43	0,28	0,18	0,18	5,97
synchysite	Norm wt%	22,62	22,98	6,42	28,37	1,76	7,19	4,63	3,06	2,97	100
	Prec,	0	1,48	3,97	2,06	1,57	2,58	2,11	2,03	2,31	
	Atomic %	50,81	20,59	12,04	11,45	0,48	1,85	1,17	0,72	0,69	99,8
	Oxide %	0	1,92	0,54	2,15	0,13	0,5	0,33	0,2	0,21	5,98